



**Université d'Antananarivo
Faculté des Sciences
Département des Sciences de la Terre**

THESE

**Pour obtenir le grade de
Docteur ès Sciences de la Terre et de l'Evolution
EN GEOLOGIE APPLIQUEE**

Option : PETROLOGIE – METALLOGENIE

IMPORTANCE DES FLUIDES SUR LA METALLOGENIE DES GISEMENTS DE SAPHIR ET RUBIS DANS LE DOMAINE GRANULITIQUE DE HAUTE TEMPERATURE DU SUD DE MADAGASCAR : CAS DE ZAZAFOTSY ET D'AMBATOMENA

Par

ANDRIAMAMONJY Solofo mampiely Alfred

Soutenu publiquement le 28 septembre 2010

Membres du jury :

- | | |
|--------------------|---|
| Président | : M. RAKOTONDRAZAFY Amos Fety Michel, Professeur Titulaire, Faculté des Sciences, Université d'Antananarivo, Madagascar |
| Directeur de thèse | : M. Gaston GIULIANI, Directeur de Recherche IRD, LMTG, CRPG/CNRS, Nancy, France |
| Rapporteur interne | : M. RAKOTONDRAZAFY Raymond, Professeur, Faculté des Sciences, Université d'Antananarivo, Madagascar |
| Rapporteur externe | : M. RAKOTOMARIA Etienne, Professeur Emérite, Ecole Supérieur Polytechnique, Université d'Antananarivo, Madagascar |
| Examinateurs | : M. Daniel OHNENSTETTER, Professeur, CRPG/CNRS, Nancy, France |
| Invité | : Mme MADISON RAZANATSEHENNO Marie Olga, Maître de Conférences, Faculté des Sciences, Université d'Antananarivo, Madagascar |

REMERCIEMENTS

A la fin de ce travail, je tiens à remercier cordialement tous ceux qui, de loin ou de près, ont contribué à réalisation de cette thèse.

Ces travaux ont pu être réalisés grâce à la collaboration du Département des Sciences de la Terre de l'Université d'Antananarivo avec l'Institut de Recherche pour le Développement dans le cadre du projet intitulé « Caractérisation géologique et gemmologique des gisements de rubis et saphirs de Madagascar ». Grâce aux soutiens de cet Institut français que j'ai pu réaliser mes travaux de terrains et mes analyses en laboratoire : roches totales et microsondes.

Je tiens tout d'abord à remercier mes Directeurs de thèse, Monsieur RAKOTONDRAZAFY Amos Fety Michel, Professeur titulaire, Département de Sciences de la Terre, Université d'Antananarivo, et Monsieur Gaston GIULIANI, Directeur de recherche à l'IRD, Chercheur du LMTG et du CRPG/CNRS, Nancy, qui m'ont confié ce sujet. Ils ont dirigé mes travaux de terrains et m'ont partagé leurs connaissances en pétrologie, métallogénie, géochimie et minéralogie. Grâce à eux, j'ai pu obtenir les différentes données analytiques indispensables à ce travail ainsi que des matériels et leur soutien financier qui a permis de mener à bien cette recherche.

Je voudrais exprimer à mes Rapporteurs, Monsieur RAKOTONDRAZAFY Raymond, Professeur, Enseignant Chercheur au Département des Sciences de la Terre, Université d'Antananarivo et Monsieur RAKOTOMARIA Etienne, Professeur titulaire, Enseignant Chercheur à l'Ecole Supérieure Polytechnique d'Antananarivo mes vifs remerciements d'avoir accepté de juger ce travail.

Je voudrais également remercier Monsieur Daniel Ohnenstetter, Professeur, Chercher du CRPG/CNRS, Nancy, d'avoir avoir accepté d'être parmi les membres du Jury.

Mes vifs remerciements vont également à Madame MADISON RAZANATSEHENNO Marie Olga, Maître de Conférences, Enseignant Chercheur au Département des Sciences de la Terre, Université d'Antananarivo, mon Encadreur, pour son étroite collaboration, ses directives et ses conseils, et qui a également consacré beaucoup de temps de m'avoir accompagné durant les campagnes de terrain.

Je voudrais remercier particulièrement Monsieur RALISON Bruno, Maître de Conférences, Chef du Département des Sciences de la Terre, qui m'a donné un accès au Laboratoire du Département des Sciences de la Terre pour la préparation des échantillons à analyser et les études microscopiques.

Ma gratitude s'adresse également à tous les Enseignants, le personnel et les collègues au sein du Département des Sciences de la Terre, de leurs aides, conseils et encouragements.

Grand merci à Monsieur RAKOTONANDRASANA Etienne, titulaire du permis du gisement de saphir de Zazafotsy, à Monsieur le chef du Fokontany d'Ambatomena, à Monsieur RASOLOARISOA Jacques et la population d'Ambatomena, pour son accueil chaleureux durant nos séjours sur le terrain et de nous avoir permis d'obtenir les échantillons nécessaires à cette étude.

Enfin, je tiens à remercier particulièrement ma famille et tous mes amis qui m'ont apporté leur soutien pour la réalisation de cette thèse.

RESUME

Les gisements primaires de corindon de Zazafotsy et d'Ambatomena se localisent dans des terrains granulitiques de très haute température (THT) du Sud de Madagascar. Le gisement de saphir de Zazafotsy est situé dans le domaine d'Ikalamavony, formé principalement de leptynites à grenat-sillimanite-cordiérite, et de gneiss à amphibole-pyroxène. Le gisement de corindon d'Ambatomena se localise au contact des domaines Androyen et Anosyen. Cette zone est formée généralement par des intercalations de leptynites à grenat et des gneiss à grenat, cordiérite et spinelle. La formation de ces deux gisements de corindon est reliée à la circulation de fluides métasomatiques dans les réseaux de fractures de zones de cisaillement mineures associés aux zones majeures de cisaillement de Beraketa (gisement d'Ambatomena) et de Lamboany (gisement de Zazafotsy). Le gisement de saphir de Zazafotsy se présente sous la forme de lentilles de gneiss feldspathique encaissés dans des leptynites à grenat, sillimanite et cordiérite. La minéralisation est contenue dans des roches métasomatiques tels que des gneiss biotitisés et des biotitites qui résultent de la circulation de fluides dans des fractures ou des zones de contact lithologique. Ces roches présentent un assemblage à corindon, feldspath potassique, plagioclase, sillimanite, spinelle, grenat et biotite. Les saphirs colorés ont plusieurs variétés de couleur : bleu foncé, bleu clair, gris bleu, fuchsia, orange, rose, violine, mauve et marron. La variation de couleur est fonction de la variation de la teneur en chrome (300 ppm < Cr₂O₃ < 1890 ppm) et de la teneur en fer (2320 ppm < FeO < 3300 ppm). Le gisement de rubis et de saphir d'Ambatomena est constitué par plusieurs lentilles minéralisées de cordiéritite et pyroxénite (G1, G2), de saphirinite (G3, G4) et de plagioclase (G4) qui sont encaissées dans des leptynites à grenat. Le corindon est associé aux paragenèses suivantes: spinelle, feldspath potassique, plagioclase, pyroxène, saphirine, phlogopite, sillimanite, cordiérite, sphène, hibonite et rutile. Le rubis contenu dans les lentilles G1 à G3 a une teneur en chrome comprise entre 1173 et 7140 ppm, et une teneur en fer entre 1913 et 5132 ppm. Le saphir localisé exclusivement dans la lentille de plagioclase G4 a des teneurs en fer et chrome comprises respectivement entre 2670 et 3013 ppm, et 1381 et 2496 ppm; la teneur en titane est en moyenne de 375 ppm. L'étude géochimique des éléments majeurs et des terres rares des roches minéralisées et des roches hôtes des deux gisements montre que le protolith de la minéralisation est d'origine sédimentaire (schiste noir ou marne). La datation ⁴⁰Ar-³⁹Ar des micas associés aux saphirs et rubis donnent des âges tardipanafricains : 494 ±5 Ma à Zazafotsy et 487 Ma à Ambatomena. Les rapports isotopiques de l'oxygène des saphirs multicolores de Zazafotsy sont identiques quel que soit la couleur ($\delta^{18}\text{O} = 8,9 - 9,0\text{\%}$). Le rubis de la carrière G1 d'Ambatomena a un $\delta^{18}\text{O}$ de 2,9‰ qui est tamponné par la composition isotopique de la pyroxénite. Les corindons de Zazafotsy et d'Ambatomena résultent d'une interaction fluide roche et ils sont d'origine métasomatique. La métasomatose est essentiellement potassique. Elle est caractérisée par la formation de veines à biotite ou à phlogopite fluorée et cordiérite. La substitution de l'aluminium par les éléments chromophores Cr-Fe-Ti est responsable de la coloration des corindons. Ces gisements métamorphiques associés à un métasomatisme alcalin de très haute température (741°C pour le gisement de Zazafotsy et 912°C pour ceux d'Ambatomena) sont directement liés au fonctionnement de zones de cisaillements du Sud de Madagascar durant l'orogenèse Panafricaine.

Mots clés : gisement, saphir, rubis, zones de cisaillement, fluides, granulite, éléments chromophores, datation ⁴⁰Ar-³⁹Ar, métasomatisme, genèse.

ABSTRACT

The Zazafotsy and primary corundum deposits are located in the high temperature granulitic domain of southern Madagascar. The Zazafotsy sapphire deposit belongs to the Ikalamavony domain, essentially formed by garnet-sillimanite-cordierite leptynites and amphibole-pyroxene bearing gneisses. The Ambatomena corundum deposits is located at the contact between the Androyen and Anosy domains. This area is mostly composed of garnet leptynites intercalated with garnet-cordierite-spinelle gneiss. These two corundum deposits are formed by the circulation of metasomatic fluids along minor shear zones linked to the major shear zone of Beraketa (Ambatomena deposit) and Lamboany (Zazafotsy deposit). Zazafotsy sapphire deposit contains lenses of feldspathic gneiss intercalated within garnet-sillimanite-cordierite leptynites. The mineralization is hosted in metasomatic rocks such as biotitized gneiss and biotites, developed in the fractures or at lithological contacts. The rocks consist of corundum, K-feldspar, plagioclase, sillimanite, spinelle, garnet, and biotite. The coloured sapphires are dark blue, light bleu, grey blue, fuchsia, orange, pink, violet, mauve and brown. The colour varies due to variable chromium (300 ppm $< \text{Cr}_2\text{O}_3 < 1890$ ppm) and iron (2320 ppm $< \text{FeO} < 3300$ ppm) concentrations. The Ambatomena corundum deposit is formed by several lenses of cordierites and pyroxenites (G1, G2), saphirinites (G3, G4) and plagioclases (G4) intercalated within garnet leptynites. The paragneisis consists of corundum, spinelle, K-feldspar, plagioclase, pyroxene, sapphirine, phlogopite, sillimanite, sphene, hibonite and rutile. Ruby in the lenses G1 to G3 Cr-rich (1173 ppm $< \text{Cr}_2\text{O}_3 < 7140$ ppm) and iron-poor (1903 ppm $< \text{FeO} < 5132$ ppm). Sapphires have respectively iron and chromium contents between 2670 and 3013 ppm, and 1381 and 2496 ppm; the average content in TiO_2 is 375 ppm. Major elements and REE compositions of mineralised rocks and host rocks show that the initial protolith was of sedimentary origin (black shale or mudstone). ^{40}Ar - ^{39}Ar dating on micas give Pan African ages 494 ± 5 Ma for Zazafotsy and 487 Ma for Ambatomena. The oxygen isotopic composition for the Zazafotsy sapphires are homogenous with $\delta^{18}\text{O}$ -values between 8,9 and 9,0‰. The ruby from G1 deposit of Ambatomena has a $\delta^{18}\text{O}$ value of 2,9‰ which is buffered by the $\delta^{18}\text{O}$ of the pyroxenite host-rock. The corundum deposits of Zazafotsy and Ambatomena result from a fluid-rock interaction and they are metasomatic in origin. The metasomatism is essentially potassic, characterized by formation of biotite and/or phlogopite and cordierite lenses. The substitution alumina by chromophorous elements as Cr-Fe-Ti are responsible for the coloration of the corundum. These metamorphic deposits associated with high temperature (741°C for Zazafotsy deposit and 912°C for Ambatomena deposit) alkaline metasomatism are directly linked to the activity of two major shear zones from southern Madagascar during the Pan African orogenesis.

Keys words: deposit, sapphire, ruby, shear zone, fluids, granulite, chromophore, ^{40}Ar - ^{39}Ar dating, metasomatism, genesis.

LISTE DES FIGURES

Figure A.1 : Carte de localisation des zones d'études.....	2
Figure A.2 : L'amalgamation de Gondwana lors des évènements Est Africain.....	3
Figure A.3 : Localisation de Madagascar au milieu de Gondwana.....	3
Figure A.4 : Carte tectonométamorphique de Madagascar (PGRM, 2008).....	5
Figure I.1 : Les différentes formes cristallines du corindon.....	10
Figure I.2 : Quelques différents types d'habitus des cristaux de rubis de l'Asie Sud- Est..	11
Figure I.3 : Quelques différents types d'habitus des cristaux de saphir de Montana (Etats-Unis) et du Nigeria.....	11
Figure I.4 : Différents types de couleur du corindon (échantillons de corindon de Madagascar)	12
Figure I.5 : Quelques types d'inclusions solides et fluides observés dans le corindon.....	15
Figure I.6 : Saphirs et rubis facettés et en cabochon.....	18
Figure I.7 : Distribution des gisements de saphir et rubis dans le monde.....	20
Figure I.8 : Carte de localisation de gisements de saphir du Montana aux Etats-Unis.....	21
Figure I.9 : Carte de localisation des gisements de corindon (Garba Tula et autres gisements) de Kenya.....	23
Figure I.10 : Carte de localisation des gisements de rubis et saphirs de Mogok, Myanmar.....	26
Figure I.11 : Lavage à la rivière du minéral de saphirs extrait, près du village de Vohimena, Ilakaka, Madagascar.....	29
Figure III.1 : Les unités tectonométamorphiques du Sud de Madagascar.....	74
Figure III.2 : Les différentes étapes de raccourcissement des domaines granulitiques du Sud malgaches lors des événements Ouest-Africains.....	75
Figure III.3 : Schémas montrant la formation de domaines granulites du Sud de Madagascar.....	76
Figure III.4 : Carte tectonique de la zone Sud de Madagascar.....	78
Figure III.5 : Carte de nouvelle position des zones de cisaillement dans le Sud de Madagascar.....	79
Figure III.6 : Carte lithologique des domaines granulitiques du Sud de Madagascar.....	81
Figure III.7 : Carte montrant les trajectoires de des zones de cisaillement et la position des gisements de Zazafotsy et d'Ambatomena.....	85
Figure III.8 : Extrait des images satellites, composition colorée 321 donnant la couleur naturelle des formations géologiques de Zazafotsy (A) et d'Ambatomena (B).....	87
Figure III.9 : Extrait des images satellites, composition colorée 742 montrant les trajectoires de foliation dans les secteurs de Zazafotsy (A) et d'Ambatomena (B).....	88
Figure III.10 : Extraits d'images SRTM vues du Nord 45° (ombrage Sud-Ouest). A : Zazafotsy, B : Ambatomena.....	89
Figure III.11 : Trajectoires de foliation et la zone de cisaillement mineure de Lamboany dans le secteur de Zazafotsy.....	90
Figure III.12 : Différentes structures et microstructures tectoniques dans le secteur de	

Zazafotsy.....	91
Figure III.13 : Trajectoires de foliation dans le secteur d'Ambatomena.....	92
Figure III.14 : Différentes microstructures tectoniques dans le secteur d'Ambatomena.....	93
Figure III.15 : Extrait des images satellites de Google earth du secteur de Zazafotsy.....	95
Figure III.16 : Extrait des images satellites de Google earth du secteur d'Ambatomena...	96
Figure IV.1 : Carte géologique du secteur d'étude dans la région de Zazafotsy.....	100
Figure IV.2 : Microphotographie des échantillons de roches du secteur d'étude en lumière polarisée.....	102
Figure IV.3 : Les quartzites à magnétites montrant beaucoup de fracturations perpendiculaires (diaclasses) entre elles.....	105
Figure IV.4 : Photographies du gisement de saphir de Zazafotsy.....	106
Figure IV.5 : Caractéristiques du saphir de Zazafotsy.....	108
Figure IV.6 : Microphotographies des cristaux de saphir.....	110
Figure IV.7 : Les différentes inclusions solides dans les saphirs obtenus au Microscope Electronique à Balayage.....	110
Figure IV.8 : Microphotographie des échantillons de roches associées au corindon en lumière naturelle (LN) et en lumière polarisée (LP).....	112
Figure IV.9 : Diagramme de De La Roche (1968) $(Al+Fe+Ti)/3-Na$ en fonction de $(Al+Fe+Ti)/3-K$ montrant la distribution géochimique des différents faciès caractéristiques du gisement de Zazafotsy.....	116
Figure IV.10 : Profils de distribution des Terres Rares dans le protolith et les faciès métasomatiques.....	117
Figure IV.11 : Projection des feldspaths potassiques dans un diagramme ternaire Or – Ab – An.....	121
Figure IV.12 : Projection des plagioclases dans un diagramme ternaire Or – Ab – An.....	121
Figure IV.13 : Projection des grenats dans un diagramme ternaire (Alm + Sps) – Pyr – (Grs + And).....	122
Figure IV.14 : Diagramme $XCr = Cr/(Cr + Al)$ en fonction de $XFe = Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mg)$ des spinelles dans les gneiss feldspathiques (Z4) et les biotitites à corindon (Z8).....	125
Figure IV.15 : Diagramme AlVI en fonction de XMg des biotites.....	125
Figure IV.16 : Microphotographie de biotites à corindon en lumière naturelle.....	129
Figure V.1 : Carte géologique d'Ambatomena.....	133
Figure V.2 : Les types de formations granitiques observés dans la région d'Ambatomena..	134
Figure V.3 : Les différents types de faciès dans la région d'Ambatomena.....	135
Figure V.4 : Microphotographie des différents faciès dans le secteur d'étude.....	137
Figure V.5 : Photographie des différents faciès observés dans le gisement N°1.....	140
Figure V.6 : Schéma de l'affleurement de gisement N°1.....	141
Figure V.7 : Photographie (A) et coupe schématique (B) de la paroi Ouest du gisement N°1.....	143

Figure V.8: Photographie des faciès caractéristiques du gisement N°2.....	144
Figure V.9: Photographie du gisement N.3 et des saphirinites minéralisés.....	145
Figure V.10: Photographie du gisement N°4 et quelques faciès minéralisés.....	146
Figure V.11: Microphotographie des roches associées au corindon en lumière polarisée (LP) et en lumière naturelle (LN).....	148
Figure V.12: Microphotographie de saphirinites et plagioclases en lumière polarisée (LP) et en lumière naturelle (LN).....	149
Figure V.13: Diagramme de De La Roche (1968) $(Al+Fe+Ti)/3-Na$ en fonction de $(Al+Fe+Ti)/3-K$ montrant la distribution géochimique des différents faciès caractéristiques de G1, G2 et G4.....	156
Figure V.14: Spectres de Terres Rares des métapelites et des roches magmatiques	157
Figure V.15 : Spectres des Terres Rares des métabasites	158
Figure V.16: Spectres de Terres Rares des faciès dans le gisement N°1.....	158
Figure V.17: Spectres de Terres Rares des faciès dans le gisement N°2.....	160
Figure V.18: Spectres de Terres Rares des faciès dans le gisement N°4.....	160
Figure V.19: Diagramme triangulaire Or-Ab-An des feldspaths potassiques	163
Figure V.20: Diagramme triangulaire Or-Ab-An des plagioclases	163
Figure V.21: Diagramme Al vi en fonction de XMg des phlogopites.....	166
Figure V.22: Diagramme $(Al+Cr+Fe^{3+})$ en fonction de $(Si+Mg+Fe^{2+})$ des saphirines (Ellis et Al., 1980).....	166
Figure V.23: Diagramme triangulaire enstatite (En)- wollastonite (Wo)- ferrosilite (Fs) des orthopyroxènes (Morimoto, 1988).....	169
Figure V.24: Diagramme triangulaire enstatite (En)- wollastonite (Wo)- ferrosilite (Fs) des clinopyroxènes (Morimoto, 1988)	169
Figure V.25: Diagramme XMg en fonction de Si des pargasites (Leake et al., 1997).....	174
Figure V.26: Diagramme ternaire almandin (Alm) + spessartite (Sps) – grsossulaire (Grs) + andradite (And) – pyrope (Pyr) des grenats	174
Figure V.27: Diagramme $XCr = Cr/(Cr + Al)$ en fonction de $XFe = Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ des spinelles.....	175
Figure V.28: Microphotographie des faciès à corindon montrant des paragénèses minérales.....	184
Figure VI.1: Solubilité du corindon dans une solution à H_2O-HF à $400^{\circ}C$ à 1kb proposée par Zaraisky et Sobolova (1997).....	189

LISTE DES TABLEAUX

Tableau I.1: Principaux facteurs mis en jeu pour la coloration des saphirs et rubis.....	14
Tableau IV.1: Différentes zonations de couleur dans les cristaux de saphirs.....	109
Tableau IV.2: Analyses des éléments majeurs par émission ICP-AES.....	115
Tableau IV.3: Les analysées des Terres Rares normalisées aux chondrites.....	117
Tableau IV.4: Compositions chimiques et formules structurales des feldspaths potassiques calculées sur la base de 8 oxygènes.....	119
Tableau IV.5: Compositions chimiques et formules structurales des plagioclases calculées sur la base de 8 oxygènes.....	120
Tableau IV.6: Compositions chimiques et formules structurales des grenats calculées sur la base de 24 oxygènes.....	123
Tableau IV.7: Compositions chimiques et formules structurales des spinelles calculées sur la base de 32 oxygènes	124
Tableau IV.8: Compositions chimiques et formules structurales des biotites calculées sur la base de 22 oxygènes.....	125
Tableau IV.9 : Composition chimique et formule structurale de la sillimanite calculées sur la base de 5 oxygènes.....	127
Tableau IV.10 : Compositions chimiques et formules structurales des tourmalines calculées sur la base de 24 oxygènes.....	128
Tableau V.1: Compositions chimiques et formules structurales des feldspaths potassiques calculées sur la base de 8 oxygènes.....	162
Tableau V.2: Compositions chimiques et formules structurales des plagioclases calculées sur la base de 8 oxygènes.....	164
Tableau V.3: Compositions chimiques et formules structurales des phlogopites calculées sur la base de 22 oxygènes.....	165
Tableau V.5: Compositions chimiques et formules structurales des saphirines calculées sur la base de 40 oxygènes.....	167
Tableau V.7: Compositions chimiques et formules structurales des orthopyroxènes calculées sur la base de 6 oxygènes.....	168
Tableau V.8: Compositions chimiques et formules structurales des clinopyroxènes calculées sur la base de 6 oxygènes.....	170
Tableau V.9: Compositions chimiques et formules structurales des cordiérites calculées sur la base de 18 oxygènes.....	171
Tableau V.10 : Compositions chimiques et formules structurales des pargasites calculées sur la base de 23 oxygènes.....	172
Tableau V.11: Compositions chimiques et formules structurales des grenats calculées sur la base de 24 oxygènes.....	173
Tableau V.12: Compositions chimiques et formules structurales des spinelles calculées sur la base de 32 oxygènes.....	176
Tableau V.13: Compositions chimiques et formules structurales des sillimanites calculées sur la base de 5 oxygènes.....	177
Tableau V.14: Compositions chimiques et formules structurales des sphènes calculées sur la base de 5 oxygènes.....	178
Tableau V.15: Compositions chimiques et formules structurales des corindons calculées sur la base de 2 oxygènes.....	179
Tableau V.16: Compositions chimiques et formules structurales des hibonites calculées sur la base de 19 oxygènes.....	180

Tableau V.18: Compositions chimiques et formules structurales des rutiles calculées sur la base de 2 oxygènes.....	182
Tableau V.19: Compositions chimiques et formules structurales des ilménites calculées sur la base de 2 oxygènes.....	183

SOMMAIRE

RESUME.....	i
LISTE DES FIGURES.....	iii
LISTE DES TABLEAUX.....	vi
LISTE DES ABREVIATIONS.....	xii
INTRODUCTION GENERALE.....	1
A- Présentation de la zone d'études.....	1
B- Méthodes et plan du travail.....	6
Chapitre I : GENERALITE SUR LE CORINDON.....	10
I.1 MINERALOGIE DU CORINDON.....	10
I.1.1 Structure cristalline du corindon.....	12
I.1.2 Coloration du corindon.....	13
I.1.3 Les inclusions solides et fluides dans le corindon.....	15
I.1.4 Les traitements des corindons et les corindons artificiels.....	16
I.1.4.1 Les traitements des corindons.....	16
I.1.4.2 Les corindons artificiels.....	17
I.1.5 Utilisation industrielle et en joaillerie.....	18
I.2 LES DIFFERENTS TYPES DE GISEMENTS DE CORINDON DANS LE MONDE.....	19
I.2.1 Les gisements primaires.....	21
I.2.1.1 Les gisements magmatiques.....	21
I.2.1.2 Les gisements métamorphiques.....	24
I.2.2 les gisements secondaires : les placers.....	29
Chapitre II : LES GISEMENTS DE CORINDON DE MADAGASCAR..	32
ARTICLE N°1: Gem corundum deposits of Madagascar: A review.....	33
Chapitre III : ETUDES TECTONOMETAMORPHIQUES DE LA PARTIE SUD DE SOCLE PRECAMBRIEN MALGACHE.....	74
III.1 DONNEES DES STRUCTURES TECTONIQUES.....	75
III.2 LES UNITES LITHOTECTONIQUES GRANULITIQUES DU SUD....	80
III.2.1 Le domaine d'Ikalamavony.....	80
III.2.2 Le domaine Anosyen.....	83
III.2.3 Le domaine Androyen.....	83
III.3 CARACTERISATION TECTONIQUE DES ZONES D'ETUDES.....	85
III.3.1 Généralités sur les images fournies par les satellites	86

III.3.1.1 Introduction.....	86
III.3.1.2 Les images ETM (Enhanced Thematic Mapper) Plus et SRTM (Shuttle Radar Topography Mission), et leur projection.....	86
III.3.1.3 Choix des compositions.....	89
III.3.2 Résultats tectoniques des zones d'étude.....	93
III.3.2.1 Le secteur de Zazafotsy.....	94
III.3.2.2 Le secteur d'Ambatomena.....	94
III.3.3 Données tectoniques des terrains.....	94
Chapitre IV : LE GISEMENT DE CORINDON DE ZAZAFOTSY.....	100
IV.1 CADRE GEOLOGIQUE.....	100
IV.1.1 Géologie du secteur.....	101
IV.1.1.1 Les roches métamorphiques.....	103
IV.1.1.2 Les roches magmatiques.....	105
IV.1.2 Description du gisement.....	107
IV.1.2.1 Géométrie du gisement.....	107
IV.1.2.2 Caractéristiques du saphir.....	107
IV.1.3 Pétrographie des roches associées aux corindons.....	111
IV.1.3.1 Le protolith.....	111
IV.1.3.2 Les faciès métasomatiques (surmicacés).....	113
IV.2 GEOCHIMIE DES DIFFERENTS FACIES.....	114
IV.2.1 Eléments majeurs	114
IV.2.2 Les Terres Rares	116
IV. 3 CHIMIE DES MINERAUX	119
IV.3.1 Feldspath potassique.....	120
IV.3.2 Plagioclase.....	122
IV.3.4 Grenat.....	122
IV.3.3 Corindon.....	122
IV.3.5 Spinelle.....	124
IV.3.6 Biotite.....	126
IV.3.7 Sillimanite.....	127
IV.3.8 Tourmaline.....	127
IV. 4 ESTIMATION DES CONDITIONS DE FORMATION DE CORINDON.....	129
Chapitre V : LES GISEMENTS DE CORINDON D'AMBATOMENA.....	132

V.1 CADRE GEOLOGIQUE DE LA ZONE D'ETUDE.....	132
V.1.1 Les roches métamorphiques.....	134
V.1.2 Les roches éruptives.....	139
V.2 DESCRIPTION DES GISEMENTS.....	140
V.2.3 Le gisement N°1 (G1).....	142
V.2.3 Le gisement N°2 (G2).....	143
V.2.3 Le gisement N°3 (G3).....	145
V.2.3 Le gisement N°4 (G4).....	146
V. 3 PETROGRAPHIE DES FACIES A CORINDON.....	149
V. 3.1 Les protolithes.....	149
V.3.2 Les faciès métasomatiques.....	150
V.4 GEOCHIMIE.....	154
V.4.1 Les éléments majeurs.....	155
V.4.3 Comportements des Terres Rares.....	157
V.4.3.1 Les roches environnantes.....	157
V.4.3.2 Les roches dans le Gisement N°1.....	159
V.4.3.3 Les roches dans le Gisement N°2.....	159
V.4.3.4 Les roches dans le Gisement N°4.....	161
V.5 CHIMIE DES MINERAUX.....	161
V.5.1 Feldspath potassique.....	161
V.5.2 Plagioclase.....	162
V.5.4 Phlogopite.....	164
V.5.5 Saphirine.....	165
V.5.6 Pyroxènes.....	167
V.5.7 Cordiérite.....	171
V.5.8 Pargasite.....	171
V.5.9 Grenat.....	174
V.5.10 Spinelle.....	175
V.5.11 Sillimanite.....	176
V.5.12 Sphène.....	177
V.5.13 Corindon.....	178
V.5.14 Hibonite.....	180
V.3.15 Olivine.....	193

V.5.16 Rutile.....	181
V.5.17- Ilménite.....	181
V.4 ESTIMATION DES CONDITIONS DE FORMATION DE CORINDON.....	184
Chapitre VI: APPOINT DE LA DATATION ^{40}Ar-^{39}Ar ET LES ISOTOPES DE L'OXYGENE DES CORINDONS	188
VI.1 LA DATATION ^{40}Ar-$^{39}\text{Ar}.....$	188
VI.2 MODALITE DE CRISTALLISATION DU CORINDON DANS LES REGIONS DE ZAZAFOTSY ET D'AMBATOMENA	188
VI.2.1 Importance du fluor dans certains minéraux.....	189
VI.2.2 Solubilité de l'aluminium et activité du fluor.....	190
VI.2.3 Cristallisation du corindon.....	190
VI.3 LA COMPOSITION ISOTOPIQUE DE L'OXYGENE DES CORINDONS.....	191
ARTICLE N°3: Oxygen isotope systematics of gem corundum deposits in Madagascar: relevance for their geological origin.....	192
DISCUSSION ET CONCLUSION.....	224
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	230
ANNEXES	

LISTE DES ABREVIATIONS

ETM: Enhanced Thematic Mapper

HOM-B : Hotine Oblique Mercator de type B

IRD : Institut de recherche pour le développement

IR: Infra Rouge

Ma : million d'année

O.T. : Observatoire de Tananarive, 1925

PGRM : Projet de Gouvernance des Ressources Minérales

SIG : Système d'Information Géographique

SRTM : Shuttle Radar Topography Mission

SWIR: Shortwavelength IR

SMOW: Standard Mean Ocean Water

\$US : dollar américain

Minéraux:

Ab : Albite ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$)

Alm : almandin ($\text{Fe}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$)

Amp : amphibole ($\text{NaCa}_2\text{Mg}_4\text{Al}(\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}\text{OH})_2$)

And : andradite ($\text{Ca}_3\text{Fe}_2^{3+}(\text{SiO}_4)_3$)

An : Anorthite ($\text{CaAlSi}_3\text{O}_8$)

Bt : biotite ($\text{K}(\text{Mg},\text{Fe})_3(\text{OH},\text{F})_2\text{AlSi}_3\text{O}_{10}$)

Ca: calcite (CaCO_3)

Cd : cordierite ($\text{Mg}_2\text{Al}_3(\text{AlSi}_5\text{O}_{13})$)

Co : corindon (Al_2O_3)

Cpx : clinopyroxène ($\text{Ca}(\text{Mg},\text{Fe})\text{Si}_2\text{O}_6$)

Fk : feldspath potassique (KAlSi_3O_8)

Gph : graphite (C)

Grs : grossulaire ($(\text{Ca}_3\text{Al}_2)(\text{SiO}_4)_3$)

Grt : grenat ($\text{Fe}^{2+}\text{Mn},\text{Mg},\text{Ca})_3(\text{Al},\text{Fe}^{3+},\text{Ti},\text{Cr})_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$)

Hb : hibonite ($\text{CaAl}_{12}\text{O}_{19}$)

Hm : humite ($3[(\text{SiO}_4)\text{Mg}_2], (\text{Mg}(\text{F},\text{OH})_2)$)

Ilm : ilménite (FeOTiO_2)

Mk : myrmékite ($\text{KAlSi}_3\text{O}_8 + \text{SiO}_2$)

Opa : minéraux opaques
Opx : orthopyroxène $(\text{Mg},\text{Fe})_2 \text{Si}_2\text{O}_6$
Or : orthose $(\text{KAlSi}_3\text{O}_8)$
Q : quartz (SiO_2)
Qt : quartzites
Pyr : pyrope $(\text{Fe}_3\text{Al}_2 \text{Si}_3\text{O}_{12})$
Phl : phlogopite $(\text{KMg}_3 (\text{F},\text{OH})_2\text{AlSi}_3\text{O}_{10})$
Pl : plagioclase $(\text{Ca-NaAlSi}_3\text{O}_8)$
Ru : rutile (TiO_2)
Sc : scapolite $(\text{Ca}_8(\text{Cl}_2, \text{SO}_4, \text{CO}_3) (\text{Al}_2 \text{Si}_2\text{O}_8)_6)$
Sil : sillimanite $(\text{Al}_2 (\text{OSiO}_4))$
Sph : sphène (CaTi OSiO_4)
Spl : spinelle (MgAlO_4)
Spr : saphirine $(\text{Mg}_7\text{Al}_{18}\text{Si}_3\text{O}_{40})$
Sps : spessartite $(\text{Mn}_3\text{Al}_2) (\text{SiO}_4)_3$
Trm : tourmaline $(\text{NaFe}_3 [(\text{OH})_4 (\text{BO}_3)_3 \text{Si}_6\text{O}_8])$

INTRODUCTION GENERALE

INTRODUCTION GENERALE

Madagascar est parmi les pays qui ont plusieurs variétés de pierres fines comme le beryl, la tourmaline, le grenat, etc. Ainsi que des pierres précieuses: dont le saphir, le rubis et l'émeraude (Millisenda et Henn, 1996). La majeure partie de ces pierres sont exportées et ont apporté normalement des effets positifs sur l'économie nationale; le coût de la valeur officielle des exportations minières malgaches, vient surtout des pierres précieuses. Il est compris entre 16 millions et 37 millions de \$US depuis 1996 à 2000 ; pourtant, la majeure partie des gemmes sont écoulées dans les marchés illicites et leur valeur est estimée entre 200 et 500 millions de \$US par an (Dahl, 2005).

Le rubis et le saphir sont devenus les pierres les plus recherchées à Madagascar. Depuis 1992, la production de corindons gemmes est devenue de plus en plus importante notamment dans certaines régions comme Andranondambo, Ambondromifehy, Ilakaka, Andilamena, etc... Les gisements et indices à corindon se trouvent généralement dans le socle précambrien malgache, et il y en a toujours de découverte chaque année.

A- Présentation de la zone d'études

Le socle précambrien de Madagascar a été considéré par certains auteurs comme l'empreinte des événements panafricains (Shackleton, 1996 ; Paquette et Nédélec, 1998) ; Meert et al., 2003 ; Collins et Pisarevsky, 2005). Les structures géologiques dans le Sud de l'Île ont montré probablement une continuité avec la ceinture mozambicaine plus précisément du côté de la Tanzanie et du Kenya (Kröner et al., 1997). Ces événements auraient pu entraîner une minéralisation importante dans le socle malgache dont exceptionnellement la minéralisation en corindon.

Cette étude est dans le cadre du projet de l'IRD intitulé « caractérisation géologique et gemmologique des gisements de saphir et rubis de Madagascar ». Elle concerne particulièrement des recherches géologiques sur les gisements de saphir de Zazafotsy et de rubis d'Ambatomena qui se trouvent dans le domaine granulitique du Sud de Madagascar.

L'objectif principal de ce travail est d'essayer de comprendre et de montrer les processus de formation des gisements de corindon de ces deux secteurs (Zazafotsy et Ambatomena). Mise à part, l'importance scientifique de l'étude pétrologique et métallogénique de ces gisements. Elle constitue également un guide de prospection du corindon pour cette partie Sud de Madagascar et aussi de donner des informations plus détaillées de l'évolution des conditions du faciès granulite de la région.

Les zones d'étude se trouvent dans deux secteurs différents (figure 1) :

- Le premier se situe dans le Fokontany d'Ambatrazo, commune rurale de Zazafotsy, district d'Ihosy de coordonnées Laborde X= 396000 – 402000 et Y= 447000 – 438000. Le gisement de corindon se trouve sur la colline de Bevoaroy, environ à 6km à l'Est du village d'Ambatrazo, à une altitude de 1125m.

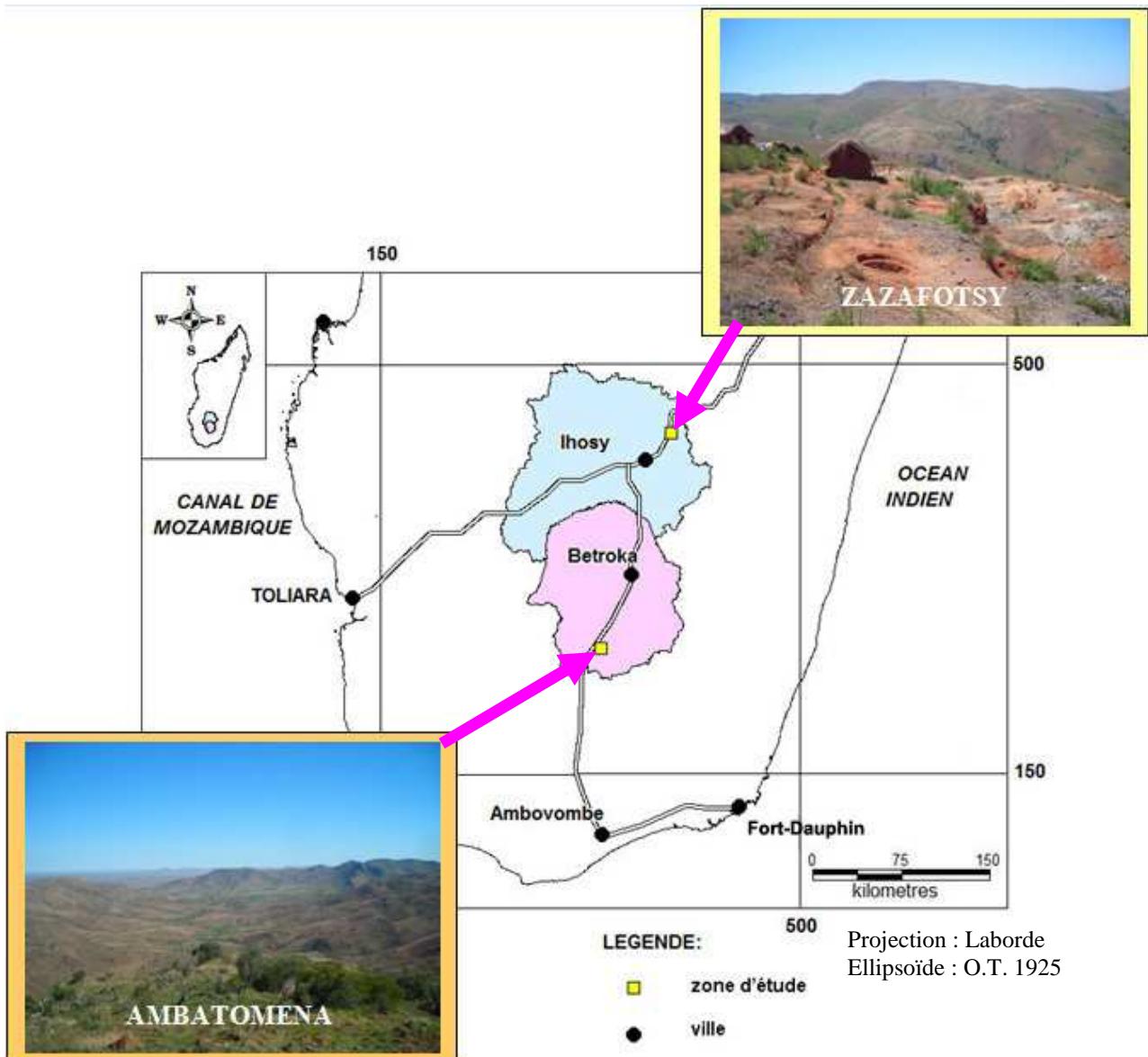


Figure A.1 : Carte de localisation des zones d'études (Zazafotsy et Ambatomena)

- Le second appartient au Fokontany d'Ambatomena, commune rurale de Bekirobo, à l'Est de la commune rurale d'Isoanala, il fait partie du district de Betroka et a des coordonnées Laborde X= 330000 – 341000 et Y= 261000 – 251000. Tous les gisements de corindon d'Ambatomena sont situés dans une cuvette, avec des altitudes comprises entre 770 et 800m (figure A.1).

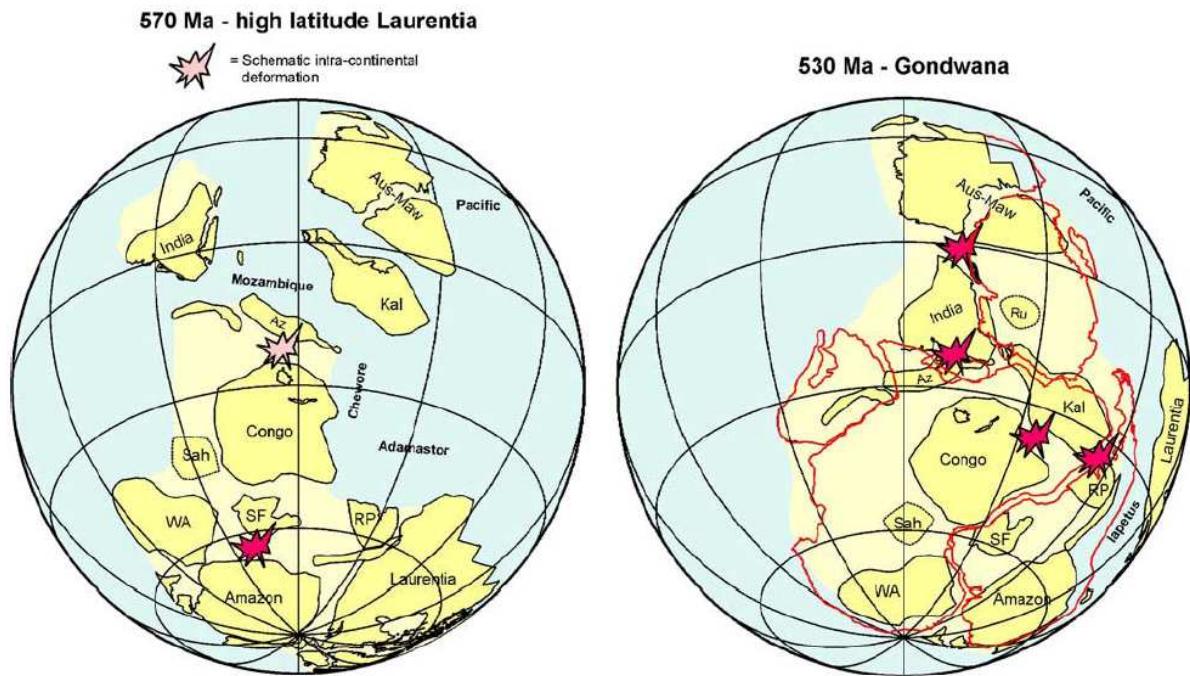


Figure A.2 : L'amalgamation de Gondwana lors des évènements Est Africain (Collins et Pisarevsky, 2005). Az : Azania, Ru : Ruker, Kal : Kalahari, Rp : Rio de la Plata, Sah : Saharan metacraton, WA : Afrique de l'Ouest, SF : Afrique du Sud, Aus-Maw : Australie-Mawson

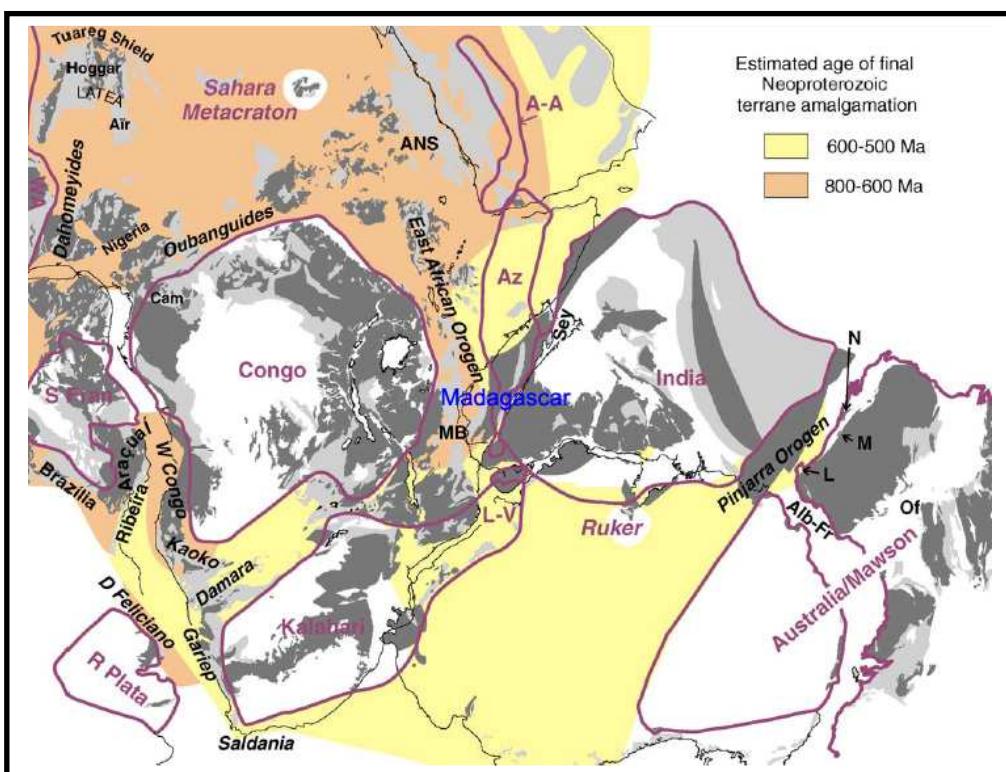


Figure A.3 : Localisation de Madagascar au milieu de Gondwana (Wolmarans, 1999 ; Reeves et De Wit, 2000 ; Collins et Pisarevsky, 2005). Az : Azania, MB : ceinture de Mozambique, L-V : Lurio-Vijayan Peninsula, A-A : terrain d'Affif-Abas, ANS : arc d'Arabie-Nubie, Alb-Fr : orogénèse Albany-Fraser, L : complexe de Leewin, M : complexe de Mulingarra, N : complexe de Northampton, Sey : Seychelles

Les gisements de corindon de Zazafotsy et Ambatomena sont parmi les gisements métamorphiques qui se trouvent dans le domaine granulitique du Sud malgache (Giuliani et al., 2007b). Ce sont des terrains archéens métamorphisés autour de 2 600 Ma (Hottin, 1976) et repris par l’Orogenèse Est Africaine. Vers la fin du Néoprotérozoïque (\approx 550 Ma), le supercontinent Gondwana résultant de la collision entre les blocs Est et Ouest aurait été apparu après la fermeture de l’Océan Mozambicain (Meert et Van Der Voo, 1996) où la grande île se prenait une position centre entre Tanzanie, Kenya et Inde (Reeves et al, 2002).

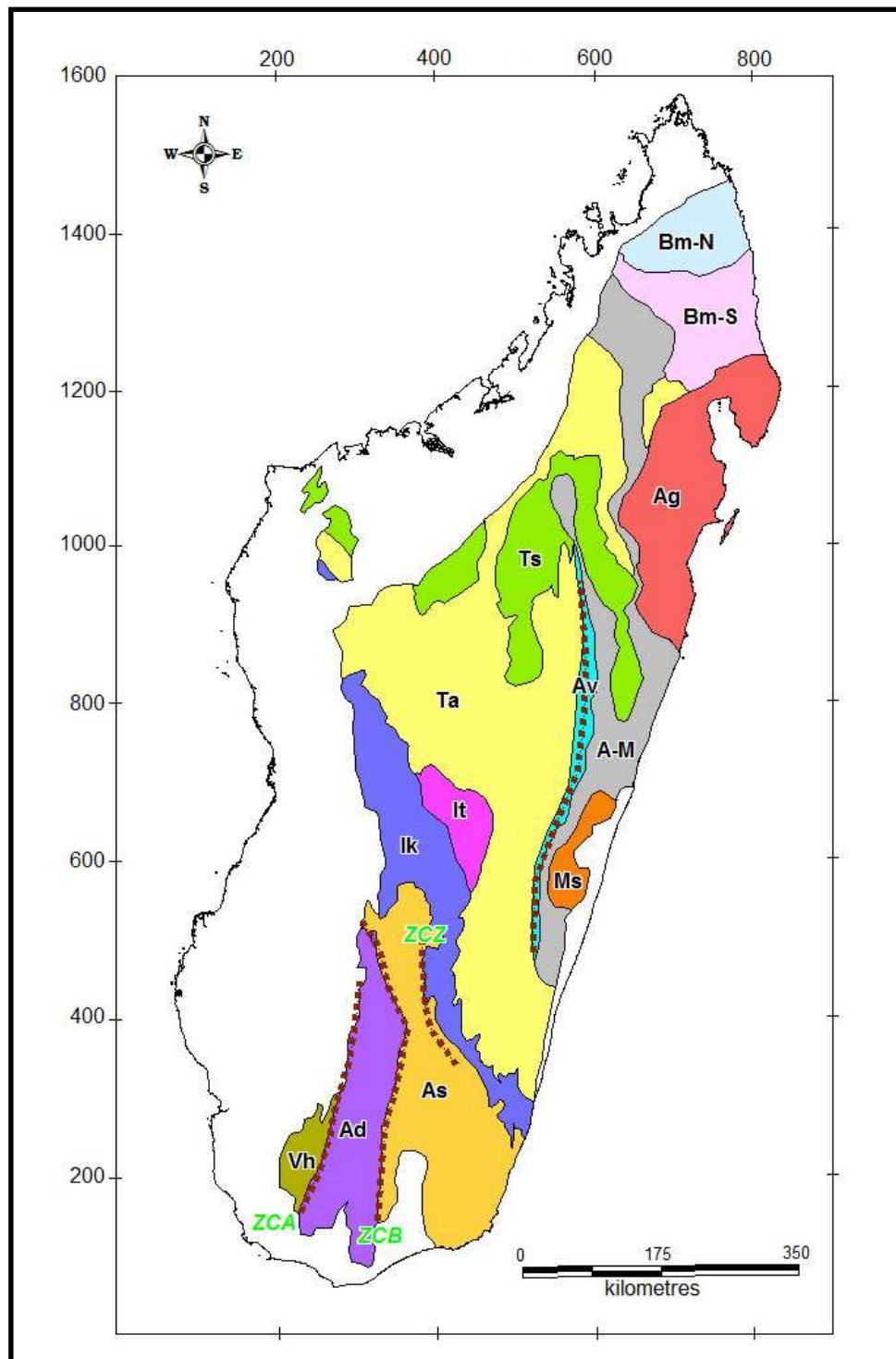
Le supercontinent du Gondwana est constitué par l’ensemble des terrains précambriens de l’Afrique, de l’Antarctique, de l’Amérique du Sud, du Sud de l’Europe, de l’Asie Sud-est et de l’Australie (figure A.2). Des zones mobiles résultant de différentes orogénèses marquaient les différentes étapes de formation du Gondwana selon plusieurs concepts :

- selon Meert (2003), Meert et Lieberman, (2008), l’Orogenèse Est Africaine (750-620 Ma) a entraîné une collision continentale oblique entre le bloc Kenya-Tanzanie et le bloc Inde-Madagascar-Sri Lanka-Seychelles-Est Antarctique après l’amalgamation de l’arc Arabie-Nubie (avant 750 Ma) ; ensuite, l’Orogenèse Kuunga (570-530 Ma) ce bloc a collisionné le bloc Australie-Antarctique. Une autre Orogenèse, Ross-Delamerian (515-490 Ma), résulterait de la réorganisation de tous les blocs constituant du Gondwana (Boger et Miller, 2004).

- durant l’Orogenèse Est Africaine (650-630 Ma), Collins et Pisarevsky, (2005) ont proposé un autre concept qui est basé sur des données géologiques et paléomagnétiques, une collision entre l’ensemble de Madagascar, Somalie, Ethiopie et l’Arabie nommé Azania avec le bloc de Congo-Tanzanie-Bangweulu. L’orogenèse Malgache, qui est témoigné par la suture de Betsimisaraka, résultant de la collision finale entre l’Inde et le bloc Azania-Congo-Tanzanie-Bangweulu se serait passée en même temps que celle de l’orogenèse Kuunga. Ce dernier entraînait la collision du reste de Gondwana avec le bloc Australie-Mawson vers la fin du protérozoïque et le début du cambrien (figure A.3).

Des déformations majeures telles que les zones de cisaillements et les lignes de sutures sont les témoins de ces différentes collisions exceptionnelles le long de la Chaîne mozambicaine et la Chaîne mobile Est-africaine dans la partie centrale de Gondwana (Pili, 1997). Elles sont très aléatoires.

Selon Nédélec et al. (2000), deux témoins de collisions panafricaines sont caractérisées à Madagascar ; un premier épisode se serait produite à 700 – 650 Ma entre l’Ouest et l’Est Gondwana avec des témoins au Nord et au Centre de Madagascar ; l’autre collision, qui est marquée par les grands cisaillements crustaux panafricains du Sud de Madagascar, correspondrait au stade final de la formation du continent Gondwana.



Projection : Laborde

Ellipsoïde : O.T. 1925

LEGENDE

Bm-N : Bemarivo Nord, Bm-S : Bemarivo Sud, Ag : Antogil, Ms : Masora, A-M : Anaboriana-Manampotsy, Ts: Tsaratanana, Ta: Antananarivo, Av : zone de cisaillement d'Angavo, It : Itremo, Ik : Ikalamavony, As : Anosyen, Ad : Androyen, Vh : Vohibory, ZCA : zone de cisaillement d'Ampanihy, ZCB : zone de cisaillement de Beraketa, ZCZ : zone de cisaillement de Zazafotsy

Figure A.4 : Carte tectonométamorphique de Madagascar (PGRM, 2008).

La géologie de Madagascar se divise en deux parties : le socle précambrien qui occupe les deux-tiers orientaux de la superficie de l'île et l'ensemble sédimentaire constituant le tiers de la partie occidentale (Bésairie, 1964 ; Hottin, 1976 ; Windley et al., 1994). Différentes études tectonométamorphiques et stratigraphiques du socle malgaches ont été réalisées par plusieurs auteurs. Bésairie (1967) et Hottin (1976) ont proposé des études litho-stratigraphiques détaillées. Plus tard, de nombreux travaux ont contribué à l'amélioration de la géologie de Madagascar (Windley et al., 1994 ; Collins et al., 2000 ; de Wit, 2003 ; Maarten et de Wit, 2003).

Récemment, la nouvelle carte géologique plus détaillée de Madagascar a été révisée par le PGRM (2008). Elle est découpée respectivement en 13 domaines tectonométamorphiques (figure A.4) : le domaine d'Antogil et le domaine de Masora qui sont d'âge Katarchéen à Archéen (Tucker et al., 1997), le domaine d'Antananarivo et le complexe de Tsaratanana qui sont Archéens, les unités d'âge protérozoïque sont la ceinture d'Anaboriana-Manapotsy, la ceinture de Bemarivo Nord, la ceinture de Bemarivo Sud, la zone de cisaillement Angavo-Ifanadiana, les domaines d'Itremo, d'Ikalamavony, de Vohibory, d'Androyen et d'Anosyen.

Dans le Sud de Madagascar, le domaine d'Ikalamavony est formé par des gneiss à biotite et des gneiss à amphibole qui sont très abondants, de quelques micaschistes et gneiss à sillimanite et grenat, des cipolins, des amphibolites feldspathiques à hornblende et labrador parfois quartzifères (Hottin, 1976), d'âges mésoprotérozoïques et néoprotérozoïque (PGRM, 2008). Il se trouve au contact du domaine granulitique Anosyen qui est intercalé par la zone de cisaillement de Zazafotsy. Ce dernier est constitué essentiellement de métapelites et de métabasites associés aux granites. Il est daté du néoprotérozoïque (Jöns, 2006 ; PGRM, 2008). Le domaine Androyen, d'âges mésoprotérozoïque et néoprotérozoïque (PGRM 2008), renferme des métapelites, des métabasites et des anorthosites qui sont délimités à l'Est par la zone de cisaillement de Beraketa et à l'Ouest par la zone de cisaillement d'Ampanihy. L'extrême Sud-Ouest est l'unité de Vohibory. Elle est composée par des roches essentiellement mafiques, des roches felsiques et des métasédiments d'âges 850MA-700Ma (Collins et al, 2006), elle est délimitée à l'Est par la zone de cisaillement d'Ampanihy.

B- Méthodes et plan du travail

Avant les travaux de terrain, la première étape de nos travaux a été des études préliminaires qui nous ont permis d'avoir préalablement des informations du secteur d'étude. Il s'agissait de consulter des cartes topographiques et géologiques, d'étudier les images satellites de la zone d'étude ainsi que de faire une compilation bibliographique.

Depuis 2007, trois missions de terrains ont été réalisées pour faire des levers géologiques, des échantillonnages, contrôles lithotectoniques et métamorphiques de chaque gisements et de ses environnements.

Les étapes suivantes ont été des travaux de laboratoire et les exploitations de données. Toutes les préparations des échantillons ont été effectuées au laboratoire de pétrologie du Département des Sciences de la Terre, Université d'Antananarivo : broyage et porphyrisation, confection des lames minces polies, observations microscopiques.

Nous avons utilisé des logiciels de Système d'Information Géographique (SIG) pour la finalisation de la cartographie. Les logiciels ENVI 4.0 et MAP INFO 7 ont été utilisés pour l'analyse des images satellites et MAP INFO 7.5 pour la numérisation des cartes (géologique, itinéraire, coupes géologiques,...).

Les analyses chimiques sur roches totales ont été effectuées au SARM du CRPG/CNRS de Nancy en France. Les éléments majeurs sont analysés par Spectrométrie d'émission à Plasma à Couplage Inductif avec une ICP-ES Jobin Yvon J Y 70 type II, alors que les éléments en traces sont analysés par Spectrométrie de Masse à Plasma à Couplage Indicatif de type ICP-MS Perkin-Elmer ELAN 5000.

Les analyses chimiques des minéraux ont été réalisées à la microsonde électronique sur CAMECA SX50 et SX100 de l'Université Henri Poincaré de Nancy et sur CAMECA SX50 aux laboratoires de Minéralogie (LMTG) de l'Université Paul Sabatier de Toulouse, en France.

Les analyses isotopiques de l'oxygène des corindons ont été effectuées au laboratoire du Scottish Universities Environmental Research Centre (SUERC) de Glasgow en Ecosse. Il s'agit d'une mesure de concentrations en $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{16}\text{O}$ représentées par le rapport isotopique $\delta^{18}\text{O} / ^{16}\text{O}$ réalisées sur les corindons malgaches et notamment ceux de Zazafotsy et d'Ambatomena. Les minéraux analysés sont transformés en gaz sous forme de CO_2 par attaque laser sous vide et en ambiance fluorée (pentafluorure de brome). Le CO_2 extrait est ensuite purifié et analysé par spectrométrie de masse. Les mesures sont réalisées à partir de 1 mg d'échantillon et cet échantillon est comparé avec la mesure du gaz de référence (standard). Le résultat obtenu, exprimé en delta (δ), est la différence des rapports isotopiques de l'échantillon et du standard exprimé en pour mille.

Les valeurs de $\delta^{18}\text{O} / ^{16}\text{O}$ sont exprimées par rapport à la composition isotopique de l'eau de mer (Standard Mean Ocean Water : SMOW) qui est 0‰. La précision des mesures est de l'ordre de 0.1‰. La notation δ est représentée par le rapport suivant en ‰ :

$$\delta (\%) = \frac{R\acute{e} - R_s}{R_s} \times 1000$$

Ré : analyse échantillon

Rs : analyse standard

Les datations ^{40}Ar - ^{39}Ar par chauffage au laser en palier ont été réalisées au Laboratoire de Géochronologie, à l’Institut des Sciences de la Terre, de l’Eau et de l’Espace de l’Université de Montpellier 2. La méthode a été indirecte : la méthode de datation Ar-Ar a été appliquée sur les micas syngénétiques aux corindons.

Le présent travail s’organise en six chapitres :

- (i) Le chapitre 1 présente un aperçu général sur les caractéristiques minéralogiques de corindon et les différents types de gisements de corindon dans le monde.
- (ii) Le chapitre 2 est consacré aux gisements de corindon de Madagascar. Ce chapitre a fait l’objet d’une publication dans la revue *Ore Geology Reviews* : « *Gem corundum deposits in Madagascar : a review* ».
- (iii) Le chapitre 3 concerne sur les études tectonométamorphiques dans des zones granulitiques du Sud de Madagascar en utilisant les données existantes et les études des images obtenues par satellite (Landsat ETM+ et SRTM) de nos secteurs d’études.
- (iv) Dans le chapitre 4, nous allons caractériser la minéralogie et la gemmologie, la pétrographie et pétrologie du gisement de Zazafotsy.
- (v) Le cinquième chapitre aborde sur les études minéralogiques, pétrographiques, pétrologiques et métallogéniques du gisement de corindon d’Ambatomena.
- (vi) Finalement, le dernier chapitre présente l’apport de datation Ar-Ar, la modalité de formation des corindons et les isotopes de l’oxygène des corindons qui a fait l’objet d’une publication dans la revue *Mineralium deposita* : « *Oxygen isotope systematics of gem corundum deposits in Madagascar: relevance for their geological origin* ». Ce chapitre sera suivi d’une discussion et une conclusion générale.

Chapitre I :
GENERALITE SUR LE CORINDON

Chapitre I : GENERALITE SUR LE CORINDON

I.1 MINERALOGIE DU CORINDON

Le terme corindon vient du mot indien "Kuruvinda" qui signifie « le rubis » et du mot Tamoul "Kurundam" (Notari, 1997). Il est traduit par « Corindon » en langue Telengui (Anthony et al., 1997). Actuellement, le mot « corindon » est utilisé tout simplement pour désigner un minéral constitué par l'oxyde aluminium.

Le mot « rubis » est dérivé du latin médiéval « rubinus » qui signifie « pierre rouge ». Il fut vers 1165 utilisé en vieux français et en anglais pour désigner cette même pierre sous le nom de « rubi ». Le terme « saphir » est probablement d'origine du mot grec antique « sâphaeros » qui signifie une pierre bleu, puis il deviendra « sappirus » en latin classique et « sapphirus » en bas-latin (Cesbron et al., 2002).

Des écrits grecs et des sanscrits les plus anciens indiquent que le saphir et le rubis étaient déjà connus depuis des temps immémoriaux en Inde et durant l'empire romain (Cesbron et al., 2002).

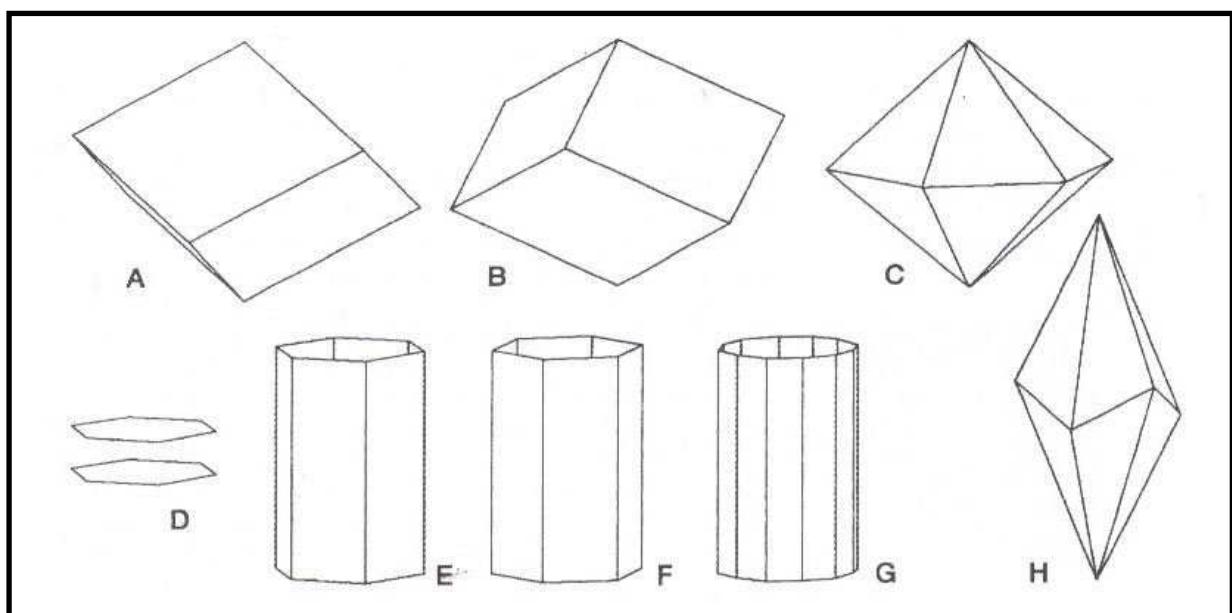


Figure I.1 : Les différentes formes cristallines du corindon. *Formes cristallines du corindon appartenant à la classe holoèdre 32/m du système rhomboédrique, A – rhomboèdre positif {10.1}, B – rhomboèdre négatif {01.1}, C – dipyramide hexagonale {hh.l}, D – pynacoïde {00.1}, E – prisme hexagonal du premier ordre {10.0}, F – prisme hexagonal du second ordre {11.0}, G – prisme dihexagonal {hk.l}, H scalénoèdre ditrigonal {hk.l} (Cesbron et al., 2002).*

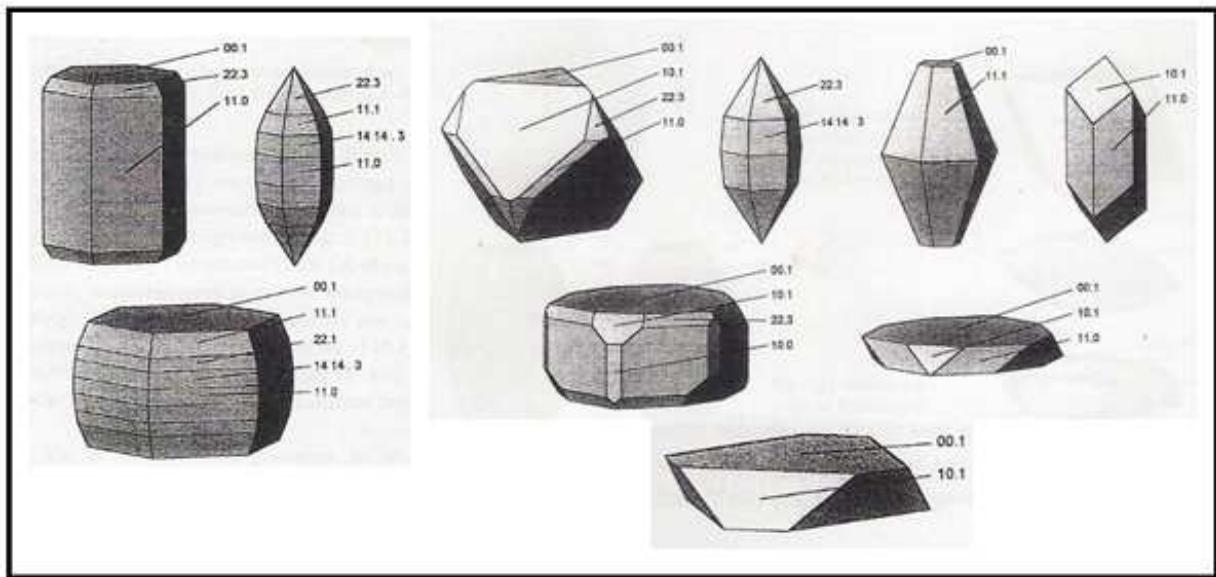


Figure I.2 : Quelques différents types d'habitus des cristaux de rubis de l'Asie Sud- Est (Cesbron et al., 2002)

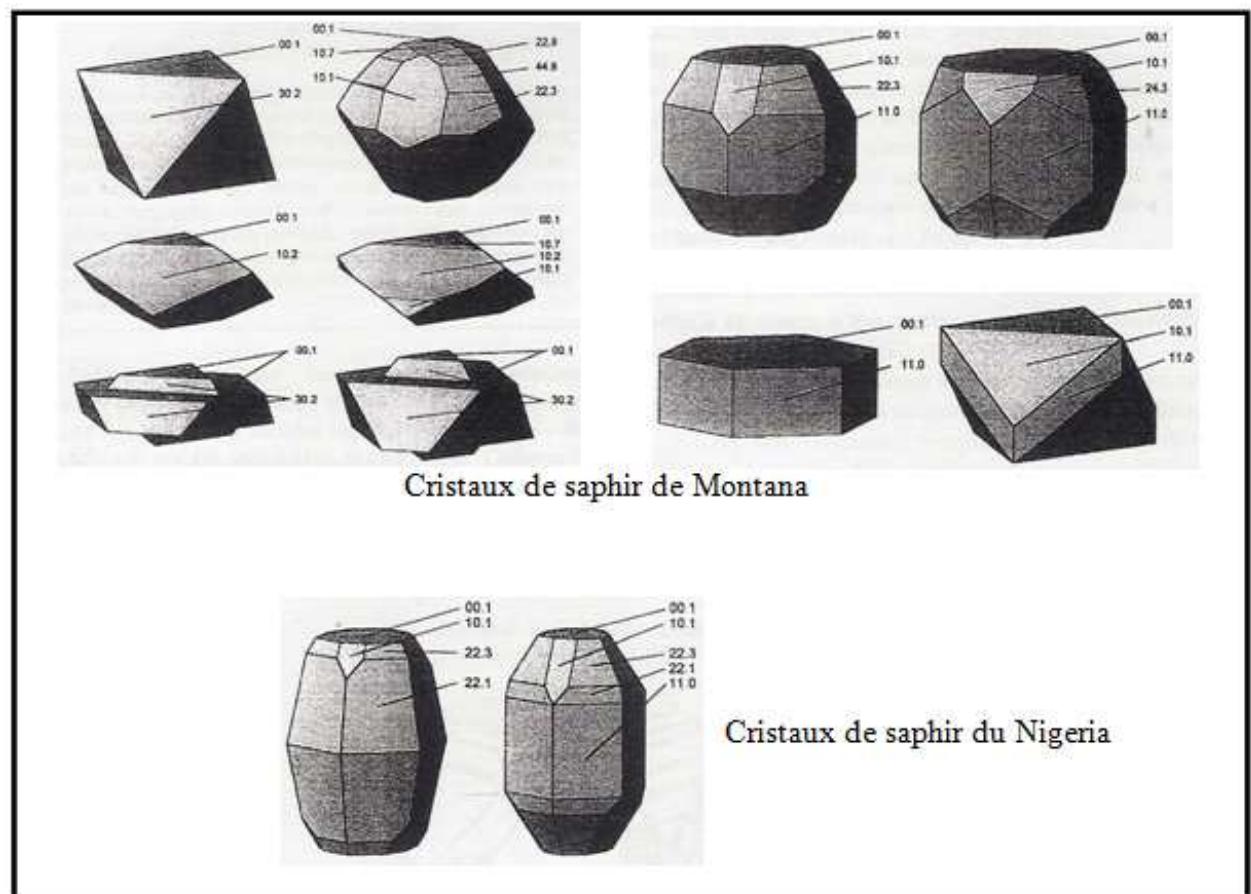


Figure I.3 : Quelques différents types d'habitus des cristaux de saphir de Montana (Etats-Unis) et du Nigeria (Cesbron et al., 2002)

I.1.1 Structure cristalline du corindon

Le corindon fait partie de la classe des oxydes qui sont des oxydes simples isostructuraux. Il appartient aux groupes du corindon contenant 4 espèces minérales, de formule chimique R_2O_3 où R est formé par l'aluminium (corindon Al_2O_3), le fer (hématite Fe_2O_3), le chrome (eskolaïte Cr_2O_3) et le vanadium (karélianite V_2O_3). Le corindon cristallise dans le système rhomboédrique, de la classe $32/m$ qui comporte sept formes cristallines : cinq d'entre elles appartiennent au système hexagonal à savoir : le pinacoïde (00.1), le prisme hexagonal du premier ordre (10.1), le prisme hexagonal du second ordre (11.0), le prisme dihexagonal ($hk.0$) et la dipyramide hexagonale ($hk.l$) ; les deux autres formes correspondent au système rhomboédrique : le scalénoèdre ditrigonal ($hk.l$) appartient à la classe de $\bar{3}2/m$, le rhomboèdre ($h0.l$) qui fait partie des classes $\bar{3}2/m$, 32 et $\bar{3}$, (Cesbron et al., 2002) (figure I.1). Les cristaux automorphes de corindon peuvent montrer plusieurs faces qui correspondent à ces formes cristallines (figure I.2 et I.3).

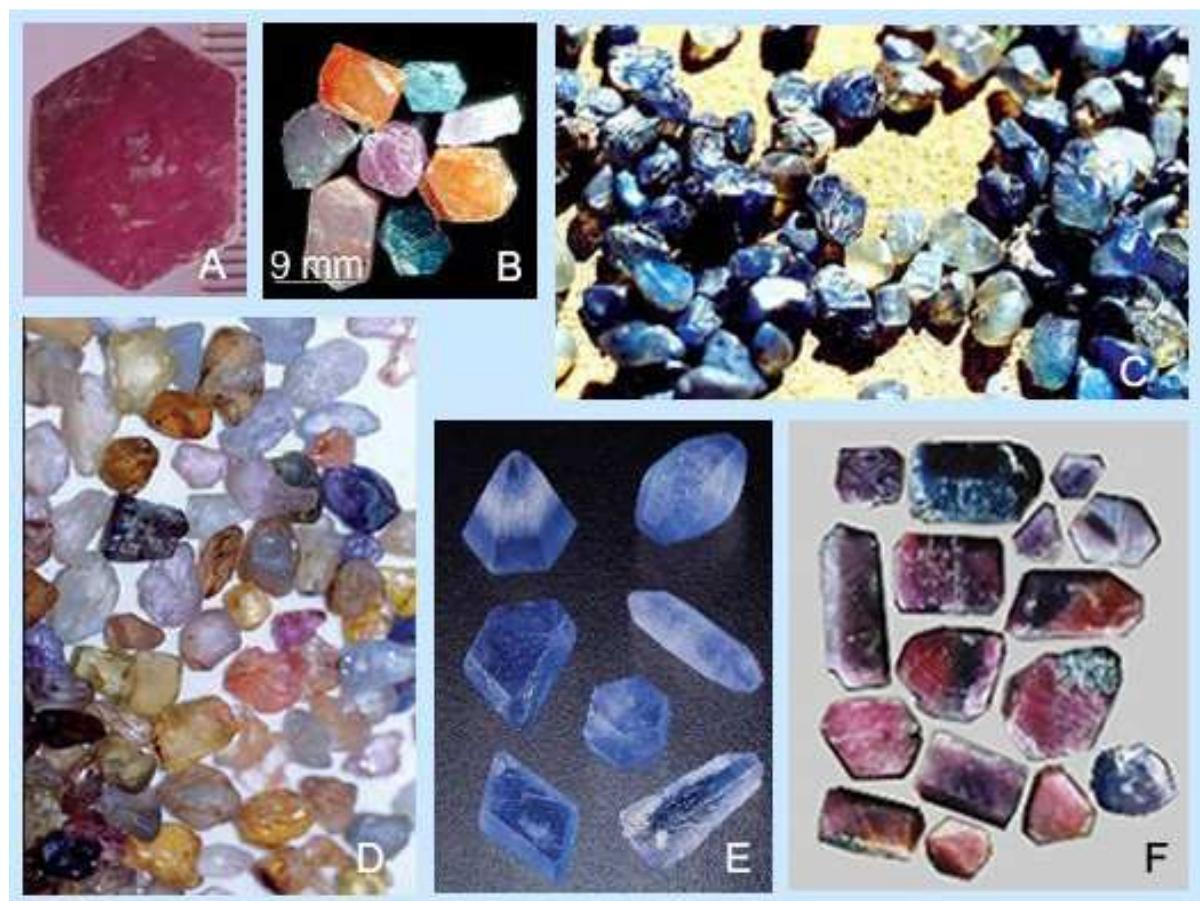


Figure I.4 : Différents types de couleur du corindon (échantillons de corindons de Madagascar)
 A – rubis de Vohitany, B – saphirs de Sahambano, C – saphirs d'Ambondromifehy, D –saphirs d'Ilakaka, E –saphirs d'Andranondambo, F – saphirs de Zazafotsy (Photos: Offant Y., Giuliani G., Andriamamonjy S. A.)

Le rubis et le saphir sont deux variétés colorées du corindon constituant d'oxyde d'aluminium, de formule chimique α - Al_2O_3 ($\text{Al} = 52,91\%$ et $\text{O} = 47,09\%$). Le corindon est caractérisé par sa dureté 9 sur l'échelle de Mohs ; sa densité est comprise entre 3,95 et 4,10 ; ses indices de réfraction sont : $\text{ng} = 1,767 - 1,77$ et $\text{np} = 1,759 - 1,763$ avec une faible biréfringence $\text{n} - \text{np} = 0,008$; son éclat est très vif. Il n'a pas de clivage mais des plans de séparation (0001) et (1011) préférentiels. Lors de la croissance, les cristaux de corindon sont parfois maclés : macles polysynthétiques et macles par interpénétration. Le corindon est optiquement uniaxe mais parfois il existe des cristaux biaxes en relation avec la présence des macles polysynthétiques (Cesbron et al., 2002).

I.1.2 Coloration du corindon

Le corindon montre une grande diversité de couleurs. Le nom rubis, rouge, désigne la variété chromifère du corindon, tandis que les autres couleurs définissent le saphir (figure I.4). Lorsque le corindon est chimiquement pur ($\text{Al} = 52,91\%$ et $\text{O} = 47,09\%$), il est incolore et il s'appelle leucosaphir.

L'origine de la couleur du corindon est liée à la substitution du site octaédrique de l'aluminium par des éléments-traces comme le Cr, Fe, Ti, V, etc., mais aussi à des transferts de charge tels $\text{Fe}^{2+}\text{-O-Ti}^{4+}$ et la présence de centres colorés notamment pour les saphirs jaunes et orangés (Schmetzer et Bank, 1981 ; Fritsch et Rossman, 1988b) (tableau I.1).

Garnier (2003) a proposé que cette coloration soit due à deux facteurs principaux : (1) les éléments chromophores qui sont des ions métalliques appartenant aux éléments de transition (Cr, Fe, Ti, V, ...) et (2) les inclusions minérales tels que le rutile, la boehmite, la diaspose, les carbonates, l'apatite, le zircon, etc.

La couleur du rubis est due à la substitution dans le site octaédrique de Al^{3+} par du Cr^{3+} . Si la concentration du Cr^{3+} est faible et celles des autres éléments tels le fer augmentent, la couleur du rubis devient rose ; lorsque cette concentration en Cr^{3+} augmente, la couleur devient de plus en plus rouge ; pour une concentration de 1 à 2% poids en chrome, on peut avoir une couleur rouge profond appelée parfois couleur « sang de pigeon » (Cesbron et al., 2002).

Le saphir bleu est lié à la présence d'atome de fer et de titane qui se substituent à l'aluminium dans le réseau cristallin du corindon. Les couleurs jaune et orange du saphir sont dues au transfert de charge entre des paires d'ions Fe^{3+} en substitution dans la structure du corindon. La couleur jaune peut être liée aussi à la présence de centres colorés. Le saphir vert est obtenu par l'existence d'ions Fe^{3+} en coordination octaédrique avec des transferts de charge entre des ions Fe^{2+} et Ti^{4+} (Emmet et Douthit, 1993). Le saphir padparadscha est dû à l'existence

de Cr^{3+} et de Fe^{3+} en remplacement d'ions Al^{3+} dans le site octaédrique du réseau cristallin (Notari, 1997). Les autres couleurs (violet, bleu violet, rose,...) sont des combinaisons entre les différents mécanismes présentés ci-dessus.

Tableau I.1 : Principaux facteurs mis en jeu pour la coloration des saphirs et rubis (Fritsch et Rossman, 1988b).

Couleur	Cause	Référence
Pourpre	transfert de charge Fe^{2+} -O-Ti $^{4+}$ coexistant avec Cr^{3+} en coordination octaédrique	Schmetzer et Bank (1981)
bleu (saphir)	transfert de charge Fe^{2+} -O-Ti $^{4+}$ avec influence de transfert de charge $\text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{Fe}^{3+}$	Smith et Strens (1976) Schmetzer (1987)
Vert	Fe^{3+} en coordination octaédrique coexistant avec un transfert de charge $\text{Fe}^{3+} \rightarrow \text{Ti}^{3+}$	Schmetzer et Bank (1981)
Jaune	Transfert de charge $\text{O}^{2-} \rightarrow \text{Fe}^{3+}$ Fe^{3+} et Ti^{3+} des centres colorés variés, de structure inconnue paires d'ions Fe^{3+}	Schmetzer et al. (1982) Nassau et Valente (1987) Schmetzer et Bank (1981) Schiffmann (1981) ; Schmetzer et al., (1983) Nassau et Valente (1987) Ferguson et Fielding (1971)
Orange à brun orangé	Cr^{3+} en coordination octaédrique et centres colorés avec une contribution de Fe^{3+}	Schmetzer et Bank (1981) Schmetzer et al., (1983)
padparadscha	Cr^{3+} en coordination octaédrique et centres colorés Cr^{4+} en coordination octaédrique du fait de la substitution de 2 Al^{3+} par Cr^{4+} et Mg^{2+} dans la structure cristalline	Schmetzer et Bank (1981) Nassau (1983)
rouge (rubis)	Cr^{3+} en coordination octaédrique avec contribution mineure de V^{3+} et Fe^{3+} en coordination octaédrique	Harder (1969) Gübelin (1975)
Rose	Cr^{3+} en coordination octaédrique	Rossmann, données non publiées
couleur changeante	Cr^{3+} et / ou V^{3+} en coordination octaédrique dans un intervalle de teneurs particulières.	Schmetzer et al., (1980)

Selon Schwarz (communication personnelle), la dénomination des saphir et rubis, notamment le corindon rouge et rose, dépend de la composition chimique du cristal. Si le rapport $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Cr}_2\text{O}_3$ est supérieur à 1, le corindon rose s'appellera saphir rose. Le corindon rose ayant un rapport $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Cr}_2\text{O}_3$ inférieur à 1 est nommé rubis.

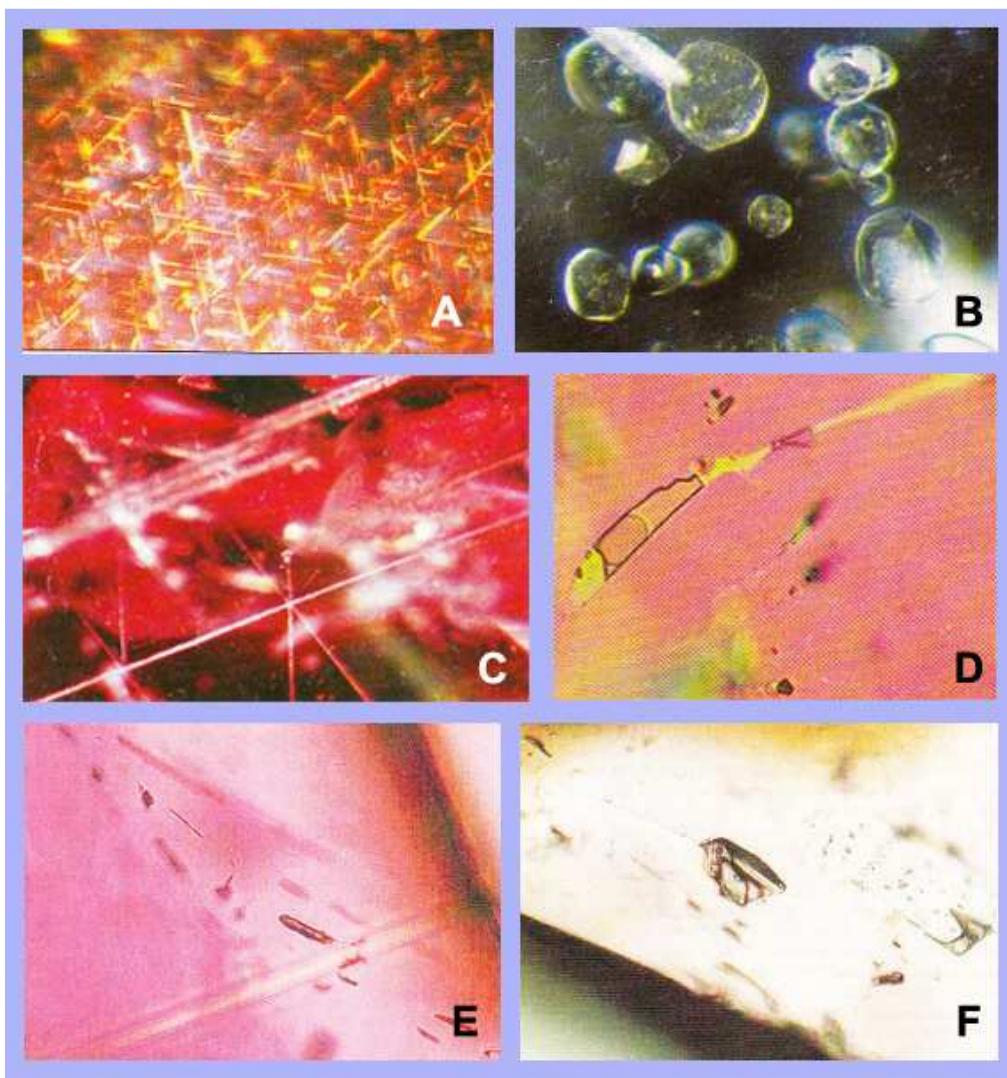


Figure I.5 : Quelques types d'inclusions solides et fluides observés dans le corindon (Garnier et al., 2004, 2005). A : Nuage d'aiguille de rutile dans un rubis de Mogok, Myanmar (Photo : D. Schwarz) ; B : essaim d'inclusions solides dans un saphir d'Andranondambo, Madagascar (Photo : D. Schwarz) ; C : distribution tridimensionnelle des inclusions solides tubulaires de rubis de Thaïlande (Photo : D. Schwarz) ; D : inclusion fluide primaire, E : inclusions fluides secondaires biphasées et F : inclusion fluide pseudo-secondaire dans un rubis de Luc Yen, Viêt-Nam (Photo : G. Giuliani)

I.1.3 Les inclusions solides et fluides dans le corindon

Les corindons renferment une grande variété d'inclusions solides et fluides (figure I.5).

Par rapport à sa cristallisation du corindon, Gübelin et Koivula (1986) proposent trois types des inclusions :

- les inclusions protogénétiques qui sont formées avant la cristallisation du minéral. Elles sont strictement de nature solide. Leur nature varie suivant les types de gisement de corindon: pyrite, biotite, analcime, calcite (roches intrusives mafiques) (Gübelin et Koivula., 1986) ; zircon

et soies de rutile (syénites) (Guo *et al.*, 1996) ; uraninite, ilménorutile, zircon, ferrocolumbite, uranpyrochlore (basaltes) (Saminpanya 2000) ; calcite, spinelle, feldspath, phlogopite, uranothorianite, zircon, fluorite (skarns) (Schwarz *et al.*, 1996) ; hématite, vermiculite (roches ultrabasiques) (Solesbury 1967, Peretti *et al.*, 1990) ; calcite, apatite, pyrrhotite, phlogopite, rutile, soufre, diaspore (marbres) (Hänni *et Schmetzer*, 1991 ; Smith *et al.*, 1997) ; rutile, boehmite, zircon, mica blanc, tourmaline, feldspath, grenat (gneiss, granulites, charnockites) (Simonet, 2000 ; Saminpanya, 2000) ; zircon, rutile, anorthite, spinelle, ilménite (pyroxénites, métagabbros) (Rakotosamizanany, 2003, 2009),

- les inclusions syngénétiques qui se développent durant la croissance minérale. Elles sont essentiellement de nature fluide. Ce sont des inclusions fluides primaires et secondaires. Les inclusions fluides primaires, sous forme d'un cristal négatif, se forment pendant la croissance du cristal, et sont piégées sur les surfaces cristallines. Les inclusions fluides secondaires sont piégées après la cristallisation du corindon. Ces inclusions peuvent contenir : (1) un gaz tel que le CO₂ observé dans des corindons de gisements du Sud de Madagascar (Rakotondrazafy *et al.*, 1996 ; Ravolomiandrinarivo *et al.*, 1997), de la Tanzanie et du Kenya (Mercier *et al.*, 1999), (2) un liquide (H₂O) et/ou un solide (sels). Elles peuvent être monophasées, biphasées ou triphasées,

- les inclusions épigénétiques qui sont piégées pendant ou après la cristallisation du cristal ; les inclusions peuvent être de nature solide ou fluide. Les inclusions fluides piégées sur des zones de fractures développées au cours de la croissance du minéral et qui ne recoupent pas l'ensemble du cristal sont appelées « pseudo secondaires » ; les inclusions piégées sur des plans de fractures postérieurs à la croissance du cristal sont appelées : inclusions secondaires.

Il faut noter aussi que le corindon peut être inclus dans autres minéraux tel que le diamant provenant des gisements alluvionnaires de Rio Aripuana et Juina au Brésil (Hutchison *et al.*, 2004).

I.1.4 Les traitements des corindons et les corindons artificiels

Le plus vieux traitement connu est la teinture des pierres mais elle est superficielle (Fritsch et Rossman, 1998 a et b). De nombreux traitements sont utilisés pour améliorer l'apparence (couleur, transparence,...) des corindons gemmes : traitements thermiques, thermochimie, implantation des ions, irradiation.

I.1.4.1 Les traitements des corindons

Les plus anciens traitements thermiques du corindon datent du II^{ème} siècle avant JC au Sri Lanka (Cesbron *et al.*, 2002). Le chauffage peut altérer l'apparence des inclusions solides

présentes dans les corindons naturels (Gübelin et Koivula, 1986 ; Themelis, 1992 ; Hughes, 1997a) et provoquer une décrépitation des inclusions fluides (Gübelin et Koivula, 1986). Mais ils permettent aussi d'améliorer la transparence et de modifier la couleur du corindon selon les conditions utilisées (Emmet et Douthit, 1993 ; Cesbron et al., 2002). Les traitements thermiques sont utilisés pour le développement ou la réduction d'un astérisme dans certains corindons naturels (Garnier, 2003).

En thermochimie, il est possible de diffuser des agents colorants (éléments chromophores) à partir de la surface du corindon pour donner une coloration uniforme (Themelis, 1992).

La couleur rose-orangée à orangé de saphir padparadscha est due à l'oxydation de poudre de beryllium dans le saphir traité. Ce procédé a été obtenu accidentellement par la présence des cristaux de chrysobéryl avec un lot de saphirs traités. Par la suite, ce traitement est retenu pour la fabrication des saphirs padparadscha (Emmett et al., 2003).

L'irradiation se caractérise par un déplacement des électrons ou plus rarement des atomes de la pierre par rayonnement (Fritsch et Rossman, 1988a).

I.1.4.2 Les corindons artificiels

Le développement de fabrication des corindons artificiels a été connu au XIX^e Siècle. Les corindons synthétiques présentent la même composition chimique, structure, propriétés physiques et chimiques que les corindons naturels. La synthèse du corindon peut se diviser en trois groupes (Cesbron et al., 2002):

- la synthèse par fusion (synthèse Verneuil) : cette méthode consiste à faire cristalliser du corindon à partir de la calcination d'une poudre d'alumine mélangée à une poudre de colorants (oxydes de chrome par exemple) sous une flamme oxhydrique à 1100°C.

- la synthèse par flux (méthode des fondants) : elle est basée sur la croissance du corindon à partir d'une poudre d'alumine mélangée à des fondants (oxyde de plomb par exemple) qui permettront une diminution du point de fusion de l'alumine de 2030°C à 1300°C.

- la synthèse hydrothermale qui est caractérisée par la dissolution de l'alumine avec d'autres éléments en milieu aqueux dans des autoclaves pour des températures de 500°C et des pressions de 2 kbar.

La fabrication des pierres assemblées est faite à partir de l'imitation et l'assemblage des autres pierres gemmes. D'autres pierres imitées présentent une ressemblance avec le corindon notamment le spinelle et le grenat. Les pierres assemblées sont constituées par l'assemblage de

deux ou plusieurs pièces de pierres naturelles et/ou de pierres synthétiques ou bien des corindons imités (Hughes, 1990).

I.1.5 Utilisation industrielle et en joaillerie

Les corindons, naturel et artificiel, sont utilisés dans de nombreux domaines dans l'industrie et dans la joaillerie.

Ils sont utilisés fréquemment comme abrasifs (abrasifs doux et abrasifs énergétiques) (Cesbron et al., 2002). Grâce à ses propriétés optique, physique et chimique, le corindon est utilisé dans les domaines industriels suivants : réfractaires monolithiques (ciments alumino-calciques), liant pour d'autres agrégats réfractaires (céramiques traditionnelles et modernes : porcelaines, vaisselle, etc.).



Figure I.6 : Saphirs et rubis facettés et en cabochon (Garnier et al., 2004)

Le corindon est également utilisé en métallurgie, et aussi dans l'industrie chimique, électrique, de l'horlogerie (fenêtre optique), de la verrerie (Cesbron et al., 2002). Actuellement, il tient un rôle important dans l'industrie de pointe grâce à sa forte dureté pour la fabrication de : nouveaux générateurs de la télévision, projecteur, microonde, gilets pare-balles, revêtements sur

des métaux (ailettes de turbines, tuyères de fusées, etc.), plaques de protection thermique des navettes spatiales, équipements militaires, équipements médicaux (Cesbron et al., 2002 ; Dobrovinskaya et al, 2009).

Les saphirs et les rubis gemmes sont très recherchés pour la joaillerie. Les principaux pays producteurs des rubis et saphirs dans le monde sont : Afghanistan, Angola, Australie, Brésil, Cambodge, Canada, Chine, Colombie, Etats-Unis, Ecosse, France, Inde, Irlande, Indonésie, Kenya, Madagascar, Malawi, Myanmar, Namibie, Népal, Nigéria, Pakistan, Russie, Rwanda, Sierra Leone, Sri Lanka, Tadjikistan, Thaïlande, Tanzanie, Viêt-Nam (Simonet, 2000 ; Giuliani et al., 2007a). Myanmar est le pays producteur ayant les plus beaux rubis tandis que les saphirs les plus prisés sont ceux du Cachemire. La majorité des rubis et saphirs de l'Asie du Sud-est, de l'Afrique, de l'Australie, de Sri Lanka et de Madagascar sont traités et taillés à Bangkok en Thaïlande (Garnier, 2003).

La Thaïlande est le plus grand centre de vente des gemmes de rubis et saphir dans le monde suivie par le Hong-Kong et l'Allemagne. Les critères qui déterminent le prix de vente de ces gemmes sont : (1) leur poids, leur couleur, leur transparence et la qualité de leur taille (Ward, 1993). Le prix des pierres taillés sont très élevés que celles de pierres brutes. La figure I.6 montre des rubis et saphirs taillés en multi facette et en cabochon, (2) leur origine géographique (Hughes, 1997), des différents traitements utilisés.

Les corindons synthétiques sont environ mille fois moins chers que les corindons naturels (Garnier, 2003). Actuellement, leur production est très développée dans les pays industrialisés à cause de leur utilisation dans l'industrie de pointe. En 2008, le total de vente des corindons synthétiques dans le marché mondial s'élève à 11.3 milliards de dollar (Dobrovinskaya et al, 2009). Les principaux pays producteurs des corindons synthétiques sont les Etats-Unis et la Russie mais le Japon, la Chine et l'Ukraine commencent à augmenter leur taux de production dans le marché mondiale (Dobrovinskaya et al, 2009).

I.2 LES DIFFERENTS TYPES DE GISEMENTS DE CORINDON DANS LE MONDE

La production des corindons gemmes et industriels dans le monde est issue des endroits géologiques très diversifiés, le saphir et le rubis cristallisent essentiellement dans des gisements pauvres en silicium et enrichis en alumine (Garnier et al., 2004). La mise en place de ces gisements est généralement liée aux événements géologiques majeurs associés à des conditions

de température et de pression adéquates pour la cristallisation des corindons (Muhlmeister et al., 1998). Ces corindons peuvent se rencontrer dans différents types de roches : roches magmatiques, roches métamorphiques, roches sédimentaires. Les principaux pays producteurs de saphir et rubis dans le monde sont montrés dans la figure I.7.

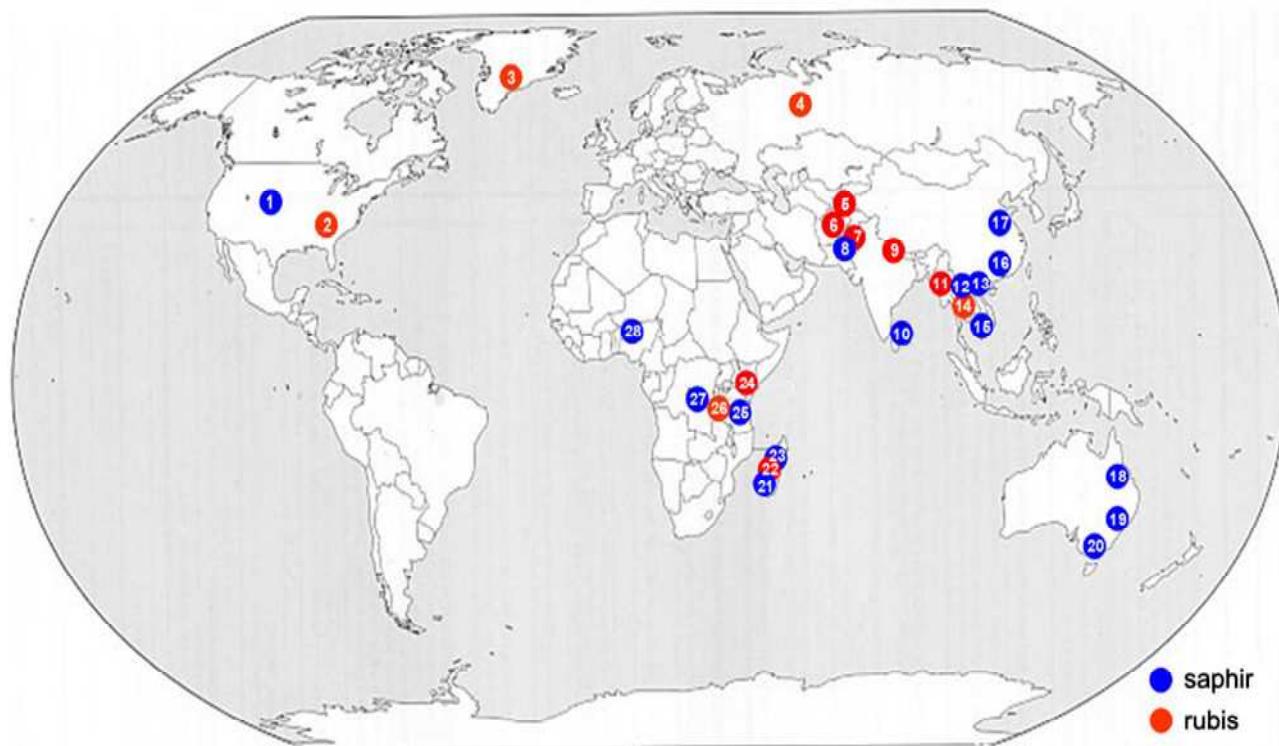


Figure I.7 : Distribution des gisements de saphir et rubis dans le monde (modifiée d'après Giuliani et al., 2007a).

Etats-Unis : 1-Montana, 2-Caroline du Nord ; Groenland : 3 ; Russie : 4-Urals ; Tadjikistan : 5-Parmirs ; Afghanistan : 6- Jegdalek; Pakistan : 7-Hunza, 8-Nangimali ; Inde : 9-Sumjam ; Sri Lanka : 10-Ratnapura-Elahera ; Myanmar : 11-Mogok, 12-Mong Hsu ; Viêt-Nam : 13-Luc Yen ; Thaïlande : 14-Chantaburi-Trat Kanchanburi-Phrae ; Cambodge : 15-Pallin ; Chine : 16-Fujian, 17-Changle ; Australie : 18-Lava Plains, 19-Anacle, 20-Oberon ; Madagascar : 21-Andranondambo-Ilakaka, 22-Antanifotsy-Antsirabe-Andilamena, 23 Ambondromifehy ; Kenya : 24-Mangari ; Tanzanie : 25-Umba-Songea-Tunduru ; Malawi : 26-Chimwadzulu ; République Démocratique du Congo : 27-Kivu ; Nigeria : 28-Kaduna.

A cause de l'intérêt économique du corindon, plusieurs études ont été effectuées par des chercheurs pour mieux connaître sa genèse. De ce fait, différentes classifications typologiques des gisements de corindon ont été proposées par certains auteurs. Nous allons utiliser une classification plus récente proposée par Garnier et al., (2004) qui est basée sur la nature du type de gisement et sur la lithologie des roches-hôtes des corindons. Les corindons se trouvent

essentiellement dans deux types de gisements : gisements primaires et gisements secondaires détritiques.

I.2.1 Les gisements primaires

Ils sont associés à des roches magmatiques et/ou roches métamorphiques dans lesquelles les corindons ont cristallisé. Les gisements primaires se divisent en gisements magmatiques et gisements métamorphiques.

I.2.1.1 Les gisements magmatiques

Les gisements magmatiques sont associés à des roches intrusives ultramafiques à mafiques (lamprophyre, basalte), des coulés basalitiques alcalins contenant des xénocristaux et des syénites.

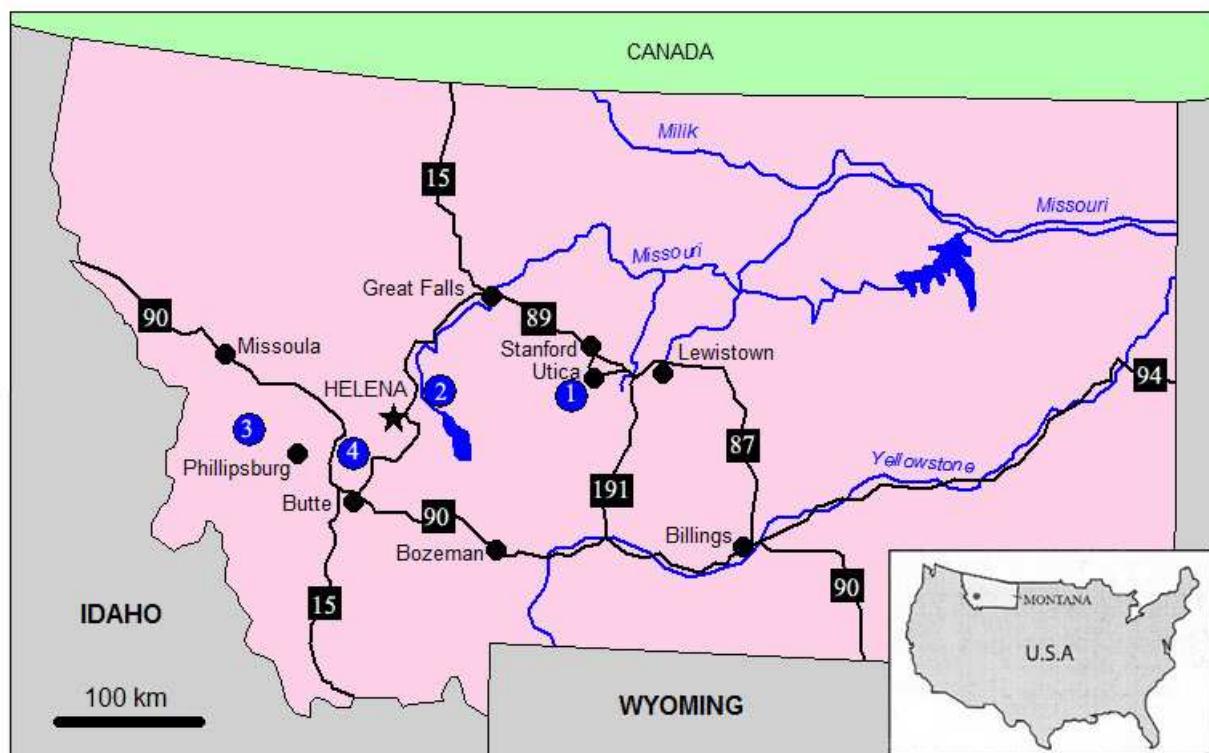


Figure I.8 : Carte de localisation de gisements de saphir du Montana aux Etats-Unis (Mychaluk, 1995). (1) *Yogo Gulch*, (2) *Missouri river*, (3) *Cotton Creek*, (4) *Dry Cottonwood*.

Dans les roches intrusives ultramafiques et mafiques, les gisements sont formés par des filons de lamprophyre de nature ultramafique et des brèches hydrothermales à xénocristaux de corindon recoupant des calcaires et des shales de faible intensité de métamorphisme (Hughes, 1997). Les faciès minéralisés sont des xénolithes à analcime, calcite, phlogopite, diopside, clinopyroxène, magnétite, apatite, corindon et spinelle (Gauthier et al., 1995). Les cristaux de

saphir sont souvent des prismes rhomboédriques courts terminés par une pinacoïde (Clabaugh, 1952 ; Hughes, 1990), leur couleur est bleue (97% des cristaux), les autres ont des couleurs allant du violet à pourpre (Mychaluk, 1995). D'autres saphirs ont une forme arrondie, érodée ou brisée en raison de la résorption des corindons au contact du magma (Clabaugh, 1952; Gauthier et al., 1995) et par l'abrasion mécanique des cristaux lors de la mise en place des dykes (Mychaluk, 1995). Les saphirs renferment souvent de petites inclusions de pyrite, de biotite, d'andalcite et de calcite (Gübelin et et Koivula, 1986). L'origine de ces gisements varie selon les auteurs. Clabaugh (1952) indique que la cristallisation tardive du saphir est due à l'assimilation en profondeur des roches sédimentaires ou métamorphiques très alumineuses. Selon Meyer et Mitchell (1988) et Mychaluk (1995), les corindons se seraient formés soit en base de croûte pendant la phase de métamorphisme soit pendant la cristallisation d'un magma plus ancien, recoupé et bréchifié par le magma lamprophyrique. Ce type de gisements se trouve à Yogo Gulch, Montana aux Etats-Unis (figure I.8) et à Loch Roag en Ecosse (Jackson, 1984).

Les gisements de corindon basaltique appartiennent généralement à des coulées de types plateaux basaltiques alcalins à l'exception des gisements du Sud de la Chine et du Niger (Coenraads et al., 1990). Les faciès minéralisés renferment souvent des enclaves d'anorthosites à corindon qui sont des xénolithes mafiques (Coenraads et al., 1990), des enclaves syénitiques et des xénocristaux de corindon. Le corindon est associé fréquemment à la pyrrhotite, au zircon, au clinopyroxène, au spinelle ferrifère et parfois la saphirine (Muhlmeister et al., 1998). Les corindons ont le plus souvent une forme de bâton (Guo et al., 1996). Ce sont des rubis et des saphirs bleus, verts et jaunes (les saphirs appelés en anglais « Blue-Green-Yellow » et définis par Coenraads et al., 1990 ; Sutherland et al., 1998b). Les inclusions minérales dans les xénocristaux de corindon sont essentiellement de la columbite, de l'uranopyrochlore, du zircon, des feldspaths et quelques fois des sulfures. La mise en place de ces gisements change selon le contexte géologique dans chaque aire géographique. Les gisements du Cameroun et du Nigéria sont liés au rift de la province volcanique de Guiné (Wright et al., 1995). Les gisements du Rwanda, du Congo et du Kenya sont associés aux événements Est Africains (Simonet, 2000, Simonet et al., 2004). La mise en place des basaltes alcalins en Asie Sud-Est varie suivant les auteurs : ils sont liés à la subduction de la plaque indienne sous la plaque eurasienne selon Levinson et Cook (1994), alors que Barr et Mc Donald (1979) pensaient à l'existence d'un amincissement cristal suivi par des éruptions volcaniques provenant de la remontée du manteau. Le rubis de Soamiakatra est associé à des xénolithes à grenat et pyroxène transportés par des basaltes alcalins intra-plaques (Rakosamizanany, 2003 et 2009). Selon Coenraads et al. (1990), Levinson et Cook (1994), Guo et al. (1996), (Simonet et al., 2004) les corindons sont des

xénocristaux. Ils peuvent être d'origine crustale (Levinson et Cook, 1994) et/ou d'origine ignée (Irving, 1986 ; Coenraads et al., 1990 ; Guo et al., 1996 ; Sutherland, 1996 ; Sutherland et al., 1998 ; Saminpanya, 2000). La composition isotopique de l'oxygène des saphirs de Dak Nong (Viêt-Nam) confirme ces hypothèses (Garnier et al., 2005).

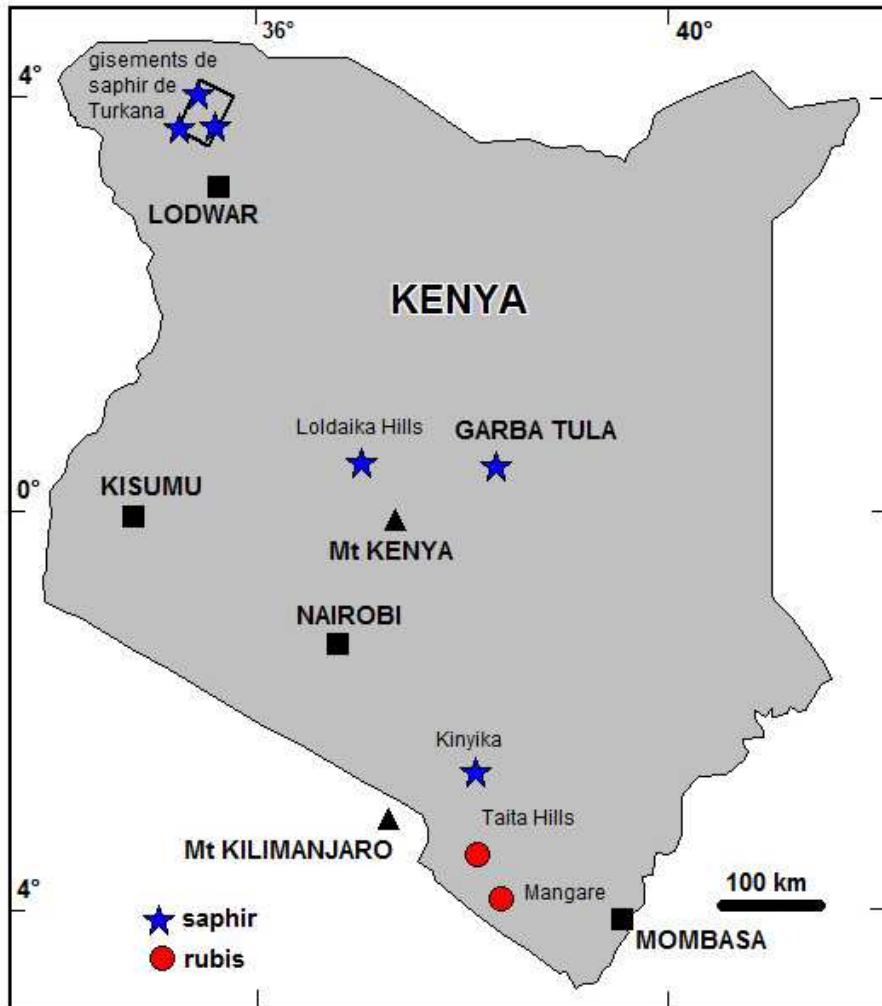


Figure I.9 : Carte de localisation des gisements de corindon (Garba Tula et autres gisements) de Kenya (Simonet, 2000).

Le gisement de Garba Tula est constitué par une syénite intrusive dans des migmatites à hornblende et dans des gneiss à biotite (Simonet, 2000 ; Simonet et al., 2004) (figure I.9). Le faciès minéralisé est une syénite hyperalumineuse. Le gisement de saphir se présente sous la forme de veines feldspathiques subverticales contenant des cristaux de mica noir et des corindons disséminés dans la matrice feldspathique. Les cristaux de saphir sont massifs ou souvent sous forme de bâtonnets automorphes, de couleur jaune, bleue et verte. Ils renferment fréquemment des zircons et des soies de rutile. Il est possible que la syénite à corindon de Garba Tula et les saphirs basaltiques aient la même origine à cause de leurs caractéristiques

communes (la couleur et l'habitus des saphirs), ils sont issus du magmatisme alcalin (Upton et al., 1999 ; Simonet, 2000 ; Simonet et al., 2004). Cette hypothèse est confirmée par la composition isotopique en oxygène de ces saphirs qui est identique (Giuliani et al., 2005).

I.2.1.2 Les gisements métamorphiques

De nombreux gisements de corindon se trouvent dans des roches métamorphiques. L'origine de ces gisements est souvent liée aux événements tectonométamorphiques de la lithosphère. Ces événements sont parfois associés au métamorphisme isochimique et au métasomatisme. Ces deux mécanismes permettent de distinguer deux types de gisements métamorphiques : les gisements métamorphiques hydrothermaux de type « skarn » et les gisements métamorphiques sens strict.

- *Les gisements métamorphiques hydrothermaux de type « skarn »*

Les skarns sont liés à la mise en place de pegmatoïdes ou de granites intrusifs dans les roches carbonatées. Ce type de gisements se trouve au Sri Lanka Central, à Bakamuna (Silva et Siriwardena, 1988) et au Sud-est de Madagascar (Rakotondrazafy, 1995, Rakotondrazafy et al., 1996). Les faciès minéralisés sont des skarns dans lesquels le corindon est fréquemment associé à la calcite, à la dolomite, à la scapolite, au spinelle et à l'anorthite, à la hibonite, l'uranothorianite, la phlogopite et la fluorapatite (Silva et Siriwardena, 1988, Rakotondrazafy et al., 1996, Schwarz et al., 1986). Le corindon, incolore à bleu-bleu foncé, est arrondi et entouré le plus souvent par le spinelle ; il renferme parfois des inclusions minérales : calcite, spinelle, feldspath potassique et calcique, phlogopite, urano-thorianite, zircon et fluorite (Schwarz et al., 1986). Les inclusions fluides primaires et secondaires contiennent essentiellement du CO₂ (Rakotondrazafy et al., 1996). L'interaction entre les fluides d'origine pegmatitique et le marbre entraînent la formation du skarn (Silva et Siriwardena, 1988) par des réactions métasomatiques (Rakotondrazafy et al., 1996, Gübelin et Peretti, 1997).

- *Les gisements métamorphiques sens strict*

(1) Certains gisements de corindons sont associés à l'intrusion de pegmatites et de granites dans des roches déficitaires en silice, des roches mafiques et ultramafiques : des péridotites et des ceintures de roches vertes (Garnier et al., 2004). Deux types de gisements sont distingués : les plumasites et les verdites.

Les plumasites sont des intrusions pegmatitiques dans les roches mafiques. En Tanzanie, les plumasites sont constituées par des filons de pegmatites déquartzifiées à anorthose,

vermiculite et corindon, intrusifs dans des serpentinites (Solesbury, 1967). Par ailleurs, les plumasites de Kalalani sont le résultat d'une altération hydrothermale (Seifert et Hyrsl, 1999). Aux Etats-Unis, en Caroline du Nord, les gisements de Buck Creek sont liés à l'intrusion des filons d'un granite dans une dunite (Hardley, 1949). Les gisements de Haute-Loire, en France, se sont formés lors de l'intrusion de filons de pegmatites dans des harzburgites à spinelle (Marchand et al., 1989). Les gisements de corindon du Transvaal du Nord-Est, en Afrique du Sud, résultent de l'intrusion de pegmatites dans des roches vertes amphibolitiques qui se présentent sous forme de restites dans des orthogneiss (Robb et Robb, 1986). Kupferberger (1935) proposent trois types de gisements primaires : les plumasites (feldspath + assemblages de corindon), les marundites (margarite + assemblages à corindon) et des corindons associés à des orthogneiss granitiques et à des migmatites. L'interaction fluide-roche, matérialisée par une altération métasomatique des roches encaissantes, provoque la formation du corindon. Au Cachemire, les saphirs bleus de Sunjam sont contenus dans des poches ou des lentilles de plagioclasites et des amphibolites résultant de la déquartzification de pegmatites due à des interactions fluide-roche (Atkinson et Kothavala, 1983). Les gisements de rubis de Mangari au Kenya sont contenus dans des corps de serpentinites qui sont intercalés dans des gneiss à graphite et sillimanite (Mercier et al., 1999 ; Simonet, 2000). Les gisements de rubis des Ourals polaires sont constitués par des plagioclasites à phlogopite associés à des roches ultramafiques (Spiridonov, 1998). Les plumasites telles celles d'Ourals (Spiridonov, 1998), d'Afrique du Sud (Robb et Robb, 1986) ou du Massif Central français (Lasnier, 1997) sont fréquemment constituées d'une association de corindon, d'oligoclase-andésine, de la spinelle, de la zoïsite, de la margarite, de la biotite, du zircon, du chlorite, de la scapolite, de l'apatite et de la tourmaline.

Les verdites du Zimbabwe sont des roches à fuchsite et corindon qui forment de lentilles dans des roches de type komatiites (Schreyer et al., 1981 ; Kerrich et al., 1987). La paragénèse minérale est du corindon, de la fuchsite, de l'andalousite, de la chlorite, de la margarite, de la tourmaline, de la diaspore, du rutile, de la gersdorffite et du bismuth natif. Les verdites du Transvaal, pauvres en Cr_2O_3 , sont constituées du corindon, de la fuchsite, du disthène, de la biotite, de la chlorite, du plagioclase et d'exolutions complexes d'oxydes de Cr – Fe – Al. Elles se sont formées à des températures de l'ordre de 400°C et sous une pression inférieure à 3,5 Kbar alors que celles du Transvaal ont été métamorphisées à des températures de l'ordre de 600°C et des pressions supérieures à 5 Kbar (Schreyer et al., 1981). Les corindons ont des formes tabulaires, avec des pinacoïdes et des prismes hexagonaux bien développés (Solesbury, 1967). Ils sont constitués de rubis et de saphirs bleus et orangés. Les corindons renferment des inclusions minérales de vermiculite et d'hématite. L'origine de ces gisements varie suivant les auteurs,

Kerrick et al. (1988) proposent une origine hydrothermale, avec une formation à haute température et avec un pH acide tandis que Schreyer et al. (1981), pensent que les verdites se sont formées par l'altération exhalative postvolcanique et pré-métamorphique de komatiites.

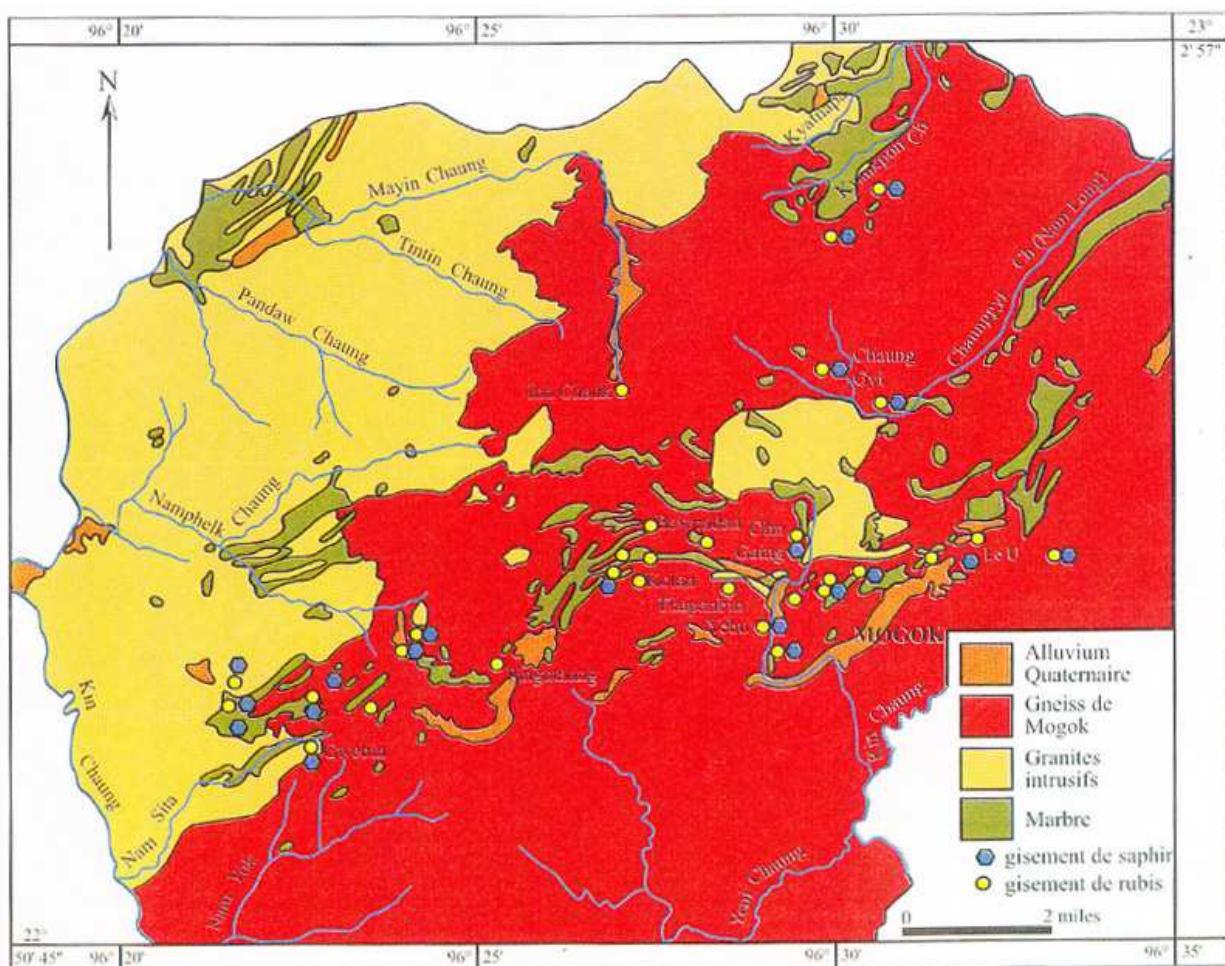
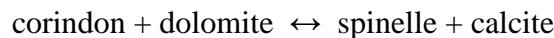


Figure I.10 : Carte de localisation des gisements de rubis et saphirs de Mogok, Myanmar (Iyer, 1953 ; Keller, 1990)

(2) Les gisements de corindon associés aux marbres se trouvent dans des séries de plate-forme carbonatée métamorphisées et dans le faciès amphibolite (Garnier, 2003). Ces types de gisements se trouvent en Asie Centrale et Sud-Est (Garnier, 2003 ; Garnier et al., 2004) comme les fameux gisements de rubis de Mogok (Iyer, 1953 ; Keller, 1990 ; Kammerling et al., 1994) (figure I.10) et Mong Hsu (Peretti et al., 1995) au Myanmar, ceux du Népal (Harding et Scarratt, 1986 ; Smith et al., 1997), etc. Ils se trouvent également en Afrique, en Amérique du Nord, en Europe : à Campolungo en Suisse (Hochleitner, 1998), dans l'Oural en Russie (Kissin, 1994), Morogoro en Tanzanie (Hänni et Schmetzer, 1991), à Sussex en New Jersey aux Etats-Unis (Dunn et Frondel, 1990), etc. Les faciès minéralisés sont constitués par une association de

corindon avec de la calcite, de la dolomite, de la phlogopite, du spinelle, des silicates d'aluminium et de calcium (margarite, zoïsite, epidote et anorthite), des oxydes (ilménite et rutile), des sulfures (pyrite et pyrhotite) et du graphite (Iyer, 1953 ; Kissin, 1994). De nombreux cristaux ont un habitus bipyramidal hexagonal ou prismatique hexagonal (Peretti et al., 1995 ; Smith et al., 1997 ; Smith, 1998) à l'exception des rubis de Morogoro en Tanzanie qui présentent trois habitus tels que des cristaux plats à tabulaires, des cristaux pseudo-cubiques et des cristaux corrodés contenant des terminaisons irrégulières (Hänni et Schmetzer, 1991). La couleur des rubis et des saphirs est variable : jaune, brun, rose, violet, rouge, bleu, rose. Les rubis de Tanzanie (Hänni et Schmetzer, 1991) et du Népal (Smith et al., 1997) présentent une couleur caractéristique rouge à rouge violacé. Par ailleurs, les rubis de Mong Hsu (Mayanmar) renferment un cœur de saphir bleu foncé à violet (Peretti et al, 1995). Certains corindons peuvent avoir des zonations. Ils ont des inclusions de calcite, apatite, pyrrhotite, phlogopite, des nuages de particules minuscules et des « essaims » de rutile (Hänni et Schmetzer, 1991 ; Smith et al., 1997). Le principal facteur qui intervient dans la formation des corindons dans les marbres est le métamorphisme (Kissin, 1994). La réaction métamorphique suivante explique la formation des gisements de corindon de l'Oural pour des températures comprises entre 620 et 660 °C et des pressions de l'ordre de 2,5 Kbar :



D'autres facteurs ont aussi une influence majeure sur la stabilité du corindon telle que la teneur en magnésium et la pression partielle de CO₂. La présence de fluor et chlore constitutifs des minéraux évaporitiques, dans les carbonates, favorise la cristallisation de rubis associés aux marbres. Ces deux éléments permettent la mobilisation de l'aluminium et des chromophores (Garnier, 2003). L'intervalle de valeur de la composition isotopique de l'oxygène du rubis est compris entre 16.4 et 23‰ (Giuliani et al., 2005).

(3) Les gisements de corindon peuvent se former dans des gneiss, des charnockites et des quartzites métamorphisés dans le faciès granulite. Des gisements de corindon de la région d'Elahera et de Ratnapura, au Sri Lanka se trouvent dans des charnockites, des marbres et des gneiss calciques (Dissanayake et Chandrajith, 1999). A Madagascar, des gisements de saphirs multicolores de Sahambano et de Zazafotsy se trouvent dans des lentilles de gneiss feldspathiques (Andriamamonjy, 2006 ; Ralantsoarison, 2006 ; Ralantsoarison et al., 2006). Les gneiss minéralisés sont formés de corindon, de biotite, de sillimanite, de feldspath alcalin et parfois de disthène et de grenat. Les corindons ont une forme de bâillet ou de prisme. Ils ont des couleurs variant du bleu, violet, miel, brun, rose, pourpre au rouge (Simonet, 2000). Les

corindons renferment des inclusions de rutile, boehmite, zircon, mica blanc, tourmaline et de feldspath. Les fluides piégés dans les corindons sont à CO_2 pur (De Maesschalk et Oen, 1989) et les conditions de formations sont élevées environ $T \approx 700 - 800^\circ\text{C}$ et $P \approx 6\text{Kbar}$. D'après Rupasinghe et Dissanayake (1985), le processus de désilicification des roches régionales est lié à des intrusions simultanées de charnockites basiques ou de nature basaltique dans des sédiments alumineux, qui ont entraîné la formation de corindon et de spinelle selon la réaction suivante :

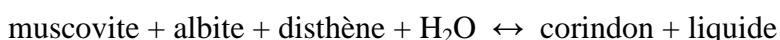


(4) Les amphibolites à corindon se rencontrent dans des complexes basiques à ultrabasiques. Le faciès minéralisé est une troctolite métamorphisée dans le faciès amphibolite. Le corindon est associé à l'anorthite, l'amphibole et la margarite (Tenthorey et al., 1996), la saphirine (Forestier et Lasnier, 1969 ; Nicollet, 1986 ; Tenthorey et al., 1996 ; Morishita et Kodera, 1998), la gédrite (Nicollet, 1986), la phlogopite et la zoïsite (Dirlam et al., 1992). Les corindons présentent fréquemment un habitus hexagonal, ils renferment des inclusions de zoïsite, d'amphibole, de margarite et même de corindon (Tenthorey et al., 1996). Les amphibolites à corindon sont généralement métamorphisées dans le faciès granulite. Le corindon se forme suivant la réaction (Tenthorey et al., 1996):



Les amphibolites à corindon de Vohibory, Madagascar, sont issues du métamorphisme de leucotroctolites dans le faciès amphibolite de haut degré et le faciès granulite de basse pression (Nicollet, 1986).

(5) Certains gisements de corindon se trouvent dans des anatexites (Altherr et al., 1982). Les roches minéralisées sont des gneiss anatectiques. Les restites sont formées d'une association à corindon, muscovite, albite et phlogopite ; les paléosomes sont formés par du disthène ou de la sillimanite, de l'albite et de phlogopite. La couleur des corindons peut varier du bleu pâle pour le gisement de Stoer au rouge pour celui de Morogoro. Selon Altherr et al., (1982), les anatexites de Morogoro se sont formées dans des conditions d'activité de l'eau $\alpha_{\text{H}_2\text{O}} = 1$, une pression fluide (H_2O) = 7,7 Kbar et une température = 695°C , suivant la réaction :



Les anatexites de Stoer, en Ecosse, se sont formées à des températures de $900 - 925^\circ\text{C}$ et des pressions voisines de 11Kbar (Cartwright et Barnicoat, 1986).

I.2.2 Les gisements secondaires : les placers

La plupart des corindons gemmes qui arrivent sur le marché international ont été exploité essentiellement dans des gisements secondaires. Ces gisements sont formés par des roches sédimentaires d'origine détritique (magmatique et métamorphique) formés par le démantèlement météoriques des roches à corindons. Leur exploitation est beaucoup plus facile et moins chère. Les placers se divisent en deux groupes (Garnier et al., 2004) :

- les dépôts éluviaux et colluviaux résultant d'une décomposition sur place de la roche hôte. Ce type de placers se situe souvent très proche des roches originelles.
- les dépôts alluviaux provenant d'une concentration après transport par les eaux superficielles. L'origine des corindons alluvionnaires est souvent inconnue parce qu'ils sont déposés loin de leur source.

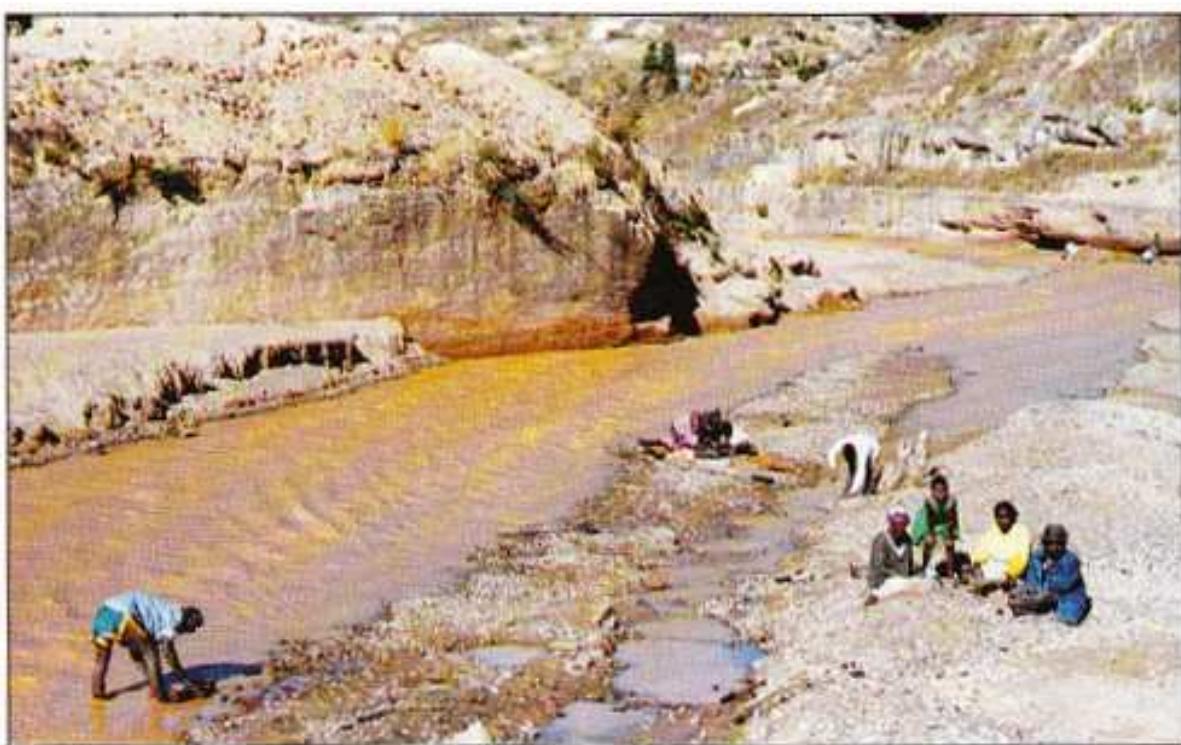


Figure I.11 : Lavage à la rivière du mineraï de saphirs extrait, près du village de Vohimena, Ilakaka, Madagascar (Photos V. Garnier).

Les placers de Pailin au Cambodge et de Barrington en Australie sont d'origine basaltique (Sutherland et al., 2003). Ces placers renferment des rubis et des saphirs colorés. Les gisements alluviaux du Sud du Viêt-Nam sont issus de l'altération météorique des basaltes (Garnier et al., 2004). Les couleurs des saphirs sont bleues, vertes ou jaunes et les cristaux sont transparents à translucides et parfois opaques. De nombreux rubis et saphirs du Nord du Viêt-

Nam se concentrent dans des placers (Garnier, 2003). La composition isotopique de l'oxygène de ces corindons indique que leur protolith étaient des marbres (Garnier et al., 2004).

Goujou (2002), décrit la présence de placers littoraux à saphir sur les plages vendéennes, en France. Ces saphirs ont une couleur bleue marine à bleu nuit évoluant le plus souvent vers l'incolore. D'après les valeurs isotopiques de l'oxygène, qui sont homogènes, la source de ces saphirs est probablement métamorphique (Garnier et al., 2004).

L'origine des protolithes des placers d'Ilakaka à Madagascar et de Tunduru en Tanzanie est difficile à déterminer car ils sont très loin de la localisation de leur source.

Le gisement de saphirs d'Ilakaka se trouve dans les grès de l'Isalo (figure I.11). Il renferme des saphirs de toutes couleurs : rose, jaune, mauve, vert, bleu (Garnier et al, 2004).

Chapitre II :
LES GISEMENTS DE CORINDON DE
MADAGASCAR

Chapitre II : LES GISEMENTS DE CORINDON DE MADAGASCAR

La présence des indices de corindon gemme et industriel a été déjà connue durant l'époque coloniale (Lacroix, 1922). La grande découverte des gisements produisant des corindons gemmes de haute qualité et quantité a commencé en 1992 lors de l'exploitation des gisements de saphirs d'Andranondambo, puis de nombreux gisements de rubis et saphir ont été exploités plus tard : les placers d'Ilakaka, Ambondromifehy, Andilamena, etc.

La majeure partie des gisements et indices à corindon se trouve dans la moitié orientale (Ralantsoarison et al., 2006) et Sud de Madagascar c'est-à-dire dans le socle précambrien. Selon Giuliani et al., 2007, ces gisements appartiennent soit :

- aux gisements primaires qui se divisent en deux types : (i) *magmatiques*, associés à des "syénites", des pegmatites et des xénolithes de clinopyroxénites en enclaves dans des basaltes alcalins ; (ii) *métamorphiques*, et/ou associés à la métasomatose alcaline qui s'est développée lors de l'interaction de fluides sur différentes roches précambriques (gneiss, roches mafiques et ultramafiques, marbres et roches calco-silicatées, cordiéritite).

- aux gisements secondaires ; suivant leur environnement géologique, trois types de gisements sont distingués : (i) sédimentaire avec les paléoplacers detritiques des formations triasiques de l'Isalo, (ii) volcanique avec les placers de l'Ankaratra sur le plateau central, la Montagne d'Ambre dans la province volcanique du Nord, et de la région de Vatomandry sur la bordure Nord-est, et enfin (iii) d'origine inconnue pour le gisement d'Andilamena.

La plupart des gisements de corindon magmatique se trouvent essentiellement dans la partie centrale, la partie Est et au Nord de l'Île tandis que les gisements métamorphiques se concentrent essentiellement dans la partie Sud, Sud-Est et Est.

Il faut noter que la plupart des saphir et rubis gemmes malgaches sont issus des placers (Ralantsoarison et al., 2006).

Cette partie est présentée sous forme d'article paru dans la revue « Ore Geology Reviews 34 (2008), 134–154 ».

ARTICLE N°1

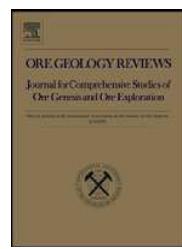


Ore Geology Reviews 34 (2008) 134–154

Contents lists available at ScienceDirect

Ore Geology Reviews

journal homepage: [www.elsevier.com/ locate/oregeorev](http://www.elsevier.com/locate/oregeorev)



Gem corundum deposits of Madagascar: A review

Amos Fety Michel Rakotondrazafy ^a, Gaston Giuliani ^{b,c,*}, Daniel Ohnenstetter ^c, Anthony E. Fallick ^d, Saholy Rakotosamizanany ^a, **Alfred Andriamamonjy** ^a, Théogène Ralantsoarison ^a, Madison Razanatseheno ^a, Yohann Offant ^e, Virginie Garnier ^b, Henri Maluski ^f, Christian Dunaigre ^g, Dietmar Schwarz ^g, Voahangy Ratrimo ^a

^a Faculté des Sciences, Département des Sciences de La Terre, Université d'Antananarivo, Ambohitaina, BP 906, Antananarivo 101, Madagascar

^b Institut de Recherche pour le Développement, DME, UR154 LMTG, Toulouse, France

^c Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques/Centre National de la Recherche Scientifique, BP 20, 54501- Vandoeuvre-lès-Nancy, France

^d Scottish Universities Environmental Research Centre, East Kilbride, Rankine Avenue, Glasgow G75 0QF, Scotland, UK

^e Cerege, Europole Méditerranéen de l'Arbois, BP 80, 13545- Aix-en-Provence, France

^f Laboratoire de Géochronologie, Université de Montpellier 2, Place Eugène Bataillon, 34095 Montpellier, France

^g Gübelin Gemmological Laboratory, Maihofstrasse, 102, CH-6000 Lucerne 9, Switzerland

A R T I C L E I N F O T

Article history:

Received 2 March 2006

Accepted 24 May 2007

Available online 18 April 2008

Keywords:

Madagascar

Corundum deposits

Magmatic

Metamorphic

Alkaline metasomatism

Placers

Sapphire

Ruby

* Corresponding author. Present address: Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques/Centre National de la Recherche Scientifique, BP 20, 54501-Vandoeuvre-lès-Nancy, France.

E-mail address: gigliani@crpg.cnrs-nancy.fr (G. Giuliani).

0169-1368/\$ – see front matter © 2008 Elsevier B.V. All rights reserved.

doi:10.1016/j.oregeorev.2007.05.001

A B S T R A C T

Madagascar is one of the most important gem-producing countries in the world, including ruby and sapphires. Gem corundum deposits formed at different stages in the geological evolution of the island and in contrasting environments. Four main settings are identified: (1) Gem corundum formed in the Precambrian basement within the Neoproterozoic terranes of southern Madagascar, and in the volcano-sedimentary series of Beforona, north of Antananarivo. In the south, high-temperature (700 to 800 °C) and low-pressure (4 to 5 kbar) granulites contain deposits formed during the Pan-African orogenesis between 565 and 490 Ma. They accompany mafic and ultramafic complexes (ruby deposits of the Vohibory group), skarns at the contact between Anosyan granites and the Proterozoic Tranomaro group (sapphire deposits of the Tranomaro–Andranondambo district), and shear-zone corridors cross-cutting feldspathic gneisses, cordierites and clinopyroxenites in the Tranomaro, Vohimena and Androyan metamorphic series (biotite schist deposits of Sahambano and Zazafotsy, cordierites of Iankaroka and Ambatomena). The circulation of fluids, especially along discontinuities, allowed in-situ alkaline metasomatism, forming corundum host rocks related to desilicified granites, biotites, “sakenites” and “corundumites”. (2) Gem corundum also occurs in the Triassic detrital formations of the Isalo group, as giant palaeoplacers in the Ilakaka–Sakaraha area. Here, sapphires and rubies may come from the metamorphic granulitic terranes of southern Madagascar. (3) Gem corundum deposits occur within the Neogene-Quaternary alkali basalts from Ankaratra (Antsirabe–Antanifotsy area) and in the Ambohitra Province (Nosy Be, Ambato and Ambondromifehy districts). Primary deposits are rare, except at Soamiakatra where ruby in gabbroic and clinopyroxenite xenoliths within alkali-basalts probably derive from mantle garnet peridotites. The blue-green-yellow sapphires typical of basaltic fields are always recovered in palaeoplacer (in karst formed upon Jurassic limestones from the Montagne d'Ambre, Antsiranana Province) and alluvial and soil placers (Ankaratra volcanic massif). (4) Deposits occur within Quaternary eluvial, colluvial and alluvial concentrations, such as high-quality rubies from the Andilamena and Vatomandry deposits.

© 2008 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

Our knowledge of the mineralogy of Madagascar started at the beginning of the 20th Century during French colonisation (Lacroix, 1922a). Today, gemstones are of great economic importance to Madagascar, with ruby and sapphire (Schwarz et al., 1996; Mercier et al., 1999; Schwarz et al., 2000; Schwarz and Schmetzer, 2001; Razanatseheno et al., 2005) representing the main export of uncut and cut gems from the country. However, the low prices of the Madagascan rough gems and clandestine exportation, combined with the early good results obtained by Thai treatments, have lowered gem corundum values. Corundums from different parts of the island of Madagascar (Lacroix, 1922a) were exploited as refractory material (Besairie, 1966). Gem-quality corundum was rarely noted until 1986 when Schmetzer mentioned rubies from Vatomandry and Gogogogo, and later, Salerno (1992) described the polychrome sapphires from Iankaroka, in the southwest of Betroka, in the province of Tulear (see Fig. 1). Since 1993, large amounts of sapphires have been recovered from the Andranondambo metamorphic skarn-type deposit in southern Madagascar (Rakotondrazafy, 1995) and from alluvial deposits linked to basaltic rocks in the northern region (Schwarz et al., 2000). Most of the rubies on the market at the end of 2000 came from the secondary deposits of Andilamena and Vatomandry, in eastern Madagascar (Schwarz and Schmetzer, 2001). The discovery in late 1998 of the first giant alluvial sapphire and ruby deposits in the Ilakaka area foreshadowed the recovery of large quantities of fine gemstones from Madagascar. Since the classic three-volume book of Lacroix, “Minéralogie de Madagascar” which was published in 1922, most geological and/or gemmological studies focused only on specific deposits, especially the Andranondambo skarn-type deposit (Rakotondrazafy et al., 1996; Kiefert et al., 1996; Schwarz et al., 1996; Gübelin and Peretti, 1997), the Ejeda–Fotadrevo ruby district (Nicollet, 1986; Milisenda and Henn, 1996; Mercier et al., 1999) and the Ambondromifehy–Nosy Be basaltic sapphire type deposit (Schwarz et al., 2000; Rhamdhor and Milisenda, 2004). This present overview of corundum deposits in Madagascar is based on the currently known main deposits and occurrences (Rakotondrazafy et al., 2005) and is a synthesis of the literature published since the work of Lacroix.

2. The corundum deposits of Madagascar

Precambrian rocks are exposed in the eastern two thirds of Madagascar whereas the western third is composed of Late Palaeozoic to Recent sedimentary rocks and Late Cenozoic volcanic rocks (Fig. 2). Most corundum deposits occur in the areas of Precambrian exposure. Primary deposits can be grouped into three geological settings (Table 1). These are: (i) magmatic settings in syenite, granite and alkali basalt; (ii) metamorphic settings; and (iii) associated with

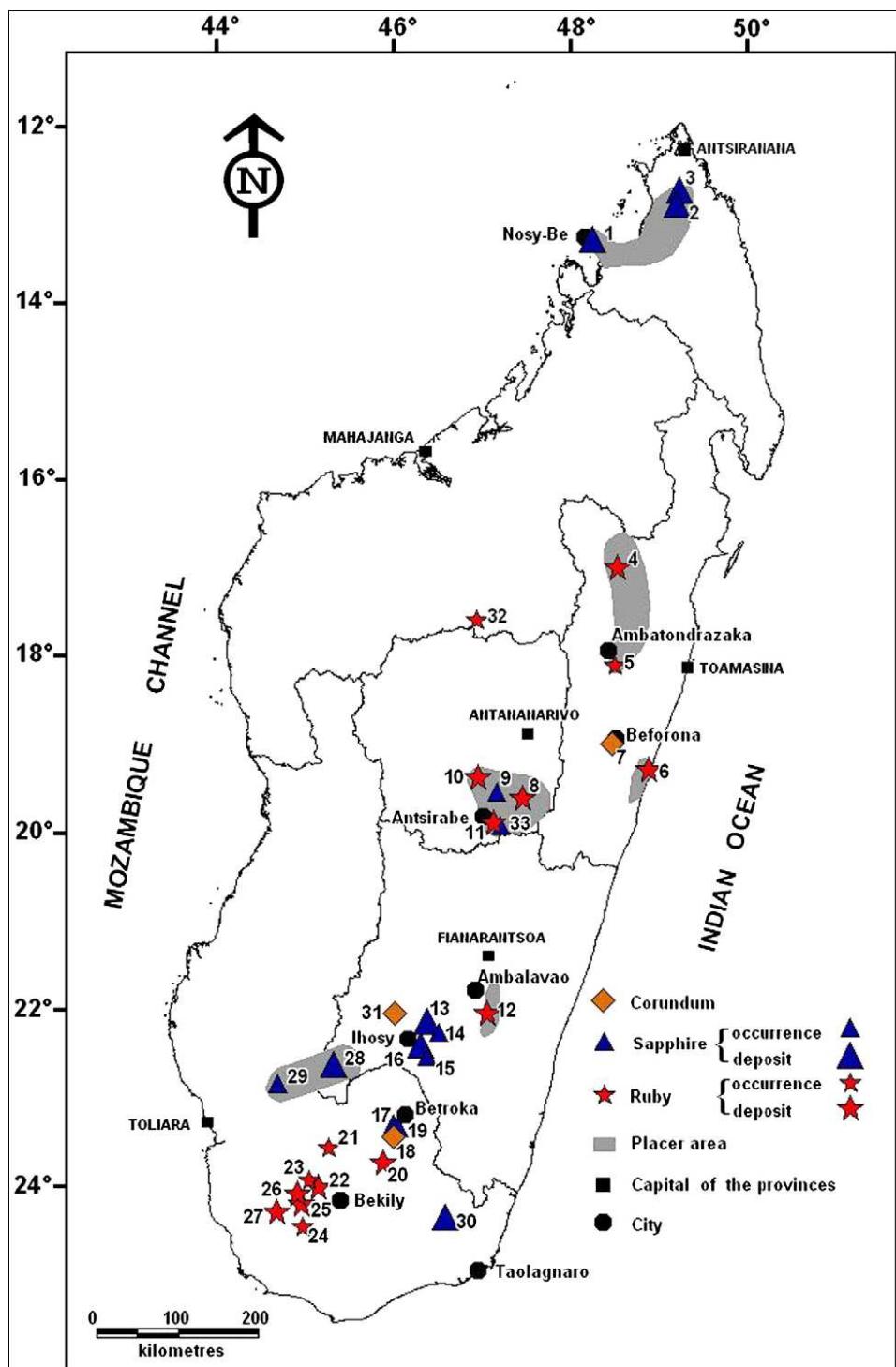


Fig. 1. The sapphire, ruby and corundum occurrences and deposits of Madagascar. 1: Nosy-Be, 2: Ambondromifehy, 3: Anivorano, 4: Andilamena, 5: Didy, 6: Vatomandry, 7: Ambohitranefitra (Beforona), 8: Antsahanandriana, 9: Mandrosohasina, 10: Faratsiho, 11: Soamiakatra, 12: Miarinarivo, 13: Zazafotsy, 14: Sakalalina, 15: Ambinda (Ihosy), 16: Sahambano, 17: Ambinda (Betroka), 18: Vohidava (Voronkafotra), 19: Iankaroka, 20: Ambatomena, 21: Ianapera, 22: Fotadrevo, 23: Anavoha, 24: Maniry, 25: Gogogogo, 26: Vohitany, 27: Ejeda, 28: Ilakaka, 29: Sakaraha, 30: Andranondambo, 31: Sakeny, 32: Andriba, 33: Anjomakely.

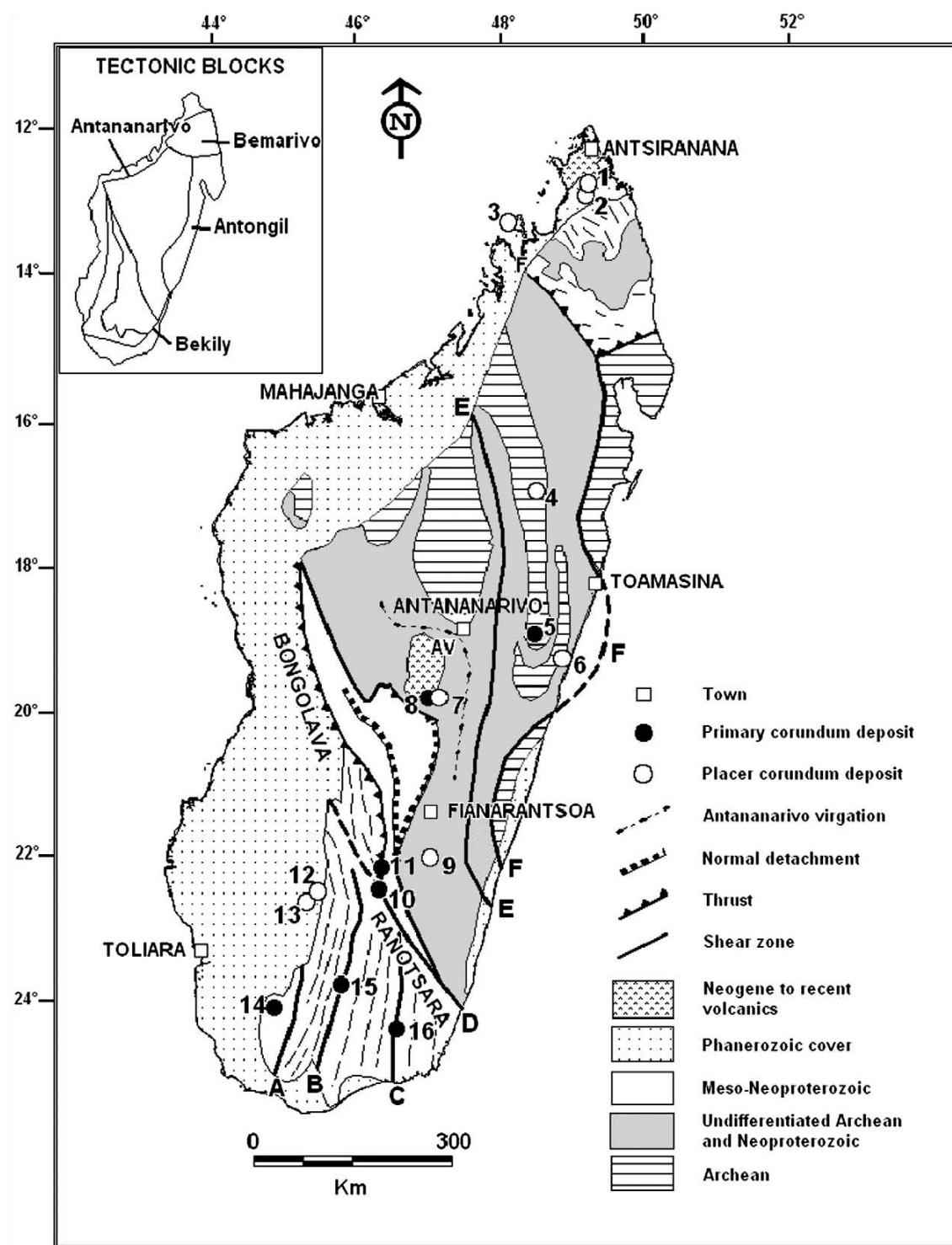


Fig. 2. Precambrian geology and main placers and primary deposits of Madagascar (modified from de Wit, 2003). Shear zones: A = Ampanihy, B = Vorokafotra, C = Tranomaro, D = Ranotsara–Bongolava, E = Ifondiana–Angavo, F = Betsimisaraka. Placer corundum deposits with 1 = Anivorano, 2 = Ambondromifehy, 3 = Nosy Be, 4 = Andilamena, 6 = Vatomandry, 7 = Kianjanakanga-Mandrosohasina; 9 = Miarinarivo, 12 = Ilakaka; 13 = Sakahara. Primary deposits with 5 = Ambohitranefitra (Beforona), 8 = Soamiakatra, 10 = Sahambano, 11 = Zazafotsy, 14 = Ejeda–Fotadrevo area, 15 = Ambatomena, 16 = Andranondambo.

Table 1

Synthesis of the main geologic and isotopic features of the different types of corundum deposits in Madagascar

Deposit	Sahambano (S) Zazafotsy (Z)	Iankaroka	Ambatomena	Vohitany (V) Ejeda (E)-Gogogogo (G)	Andranondambo	Beforona	Sakeny (Sk) Vohidava (Vo)	Soamiakatra
References	1, 2, 3	1, 4	1, 3	1, 5, 6, 7, 8	1, 9, 10, 11	12	12, 13	14
Genetic model	MM	M-MM	MM	M-MM	MG-HM	MG or MG-HM?	M-MM ?	M
Tectonic	S: Southern Madagascar	Southern Madagascar	Southern Madagascar	Southern Madagascar	Southern Madagascar	Antananarivo Block	Southern Madagascar	Antananarivo Block
Unit	Z: Itremo sheet							
Formation	S: Tranomaro group	Androyan series	Androyan series	Vohibory series	Tranomaro group	contact Manampotsy and Beforona groups	Androyan series	Ambatolampy series
and/or series	Z: vohimena series				Anosyan granite	Magmatic Syenite		Ankaratra volcanism
Host rock	Metamorphic Feldspathic gneiss	Metamorphic Cordierite intercalated	Metamorphic Cordierite (and pegmatite)	Metamorphic *Amphibolite and pyroxenite Within M-UM (E-G-V)	Skarn Fissural skarn		Metamorphic Sakenite vein	Volcanic Clinopyroxenite enclave
	Intercalated with leptynite	With charnockite	In charnockites	*Anorthosite layers (E-G) *Metasomatised Pegmatite in M-UM (V)				In alkali basalt
Wall rocks	Biotitised gneisses	Cordierite	Metasomatised	*Amphibolite	Impure marble	Biotite gneiss	Paragneiss, Amphibolite, Pyroxenite	Alkali basalt
	Biotite	Fissural Mg-biotite	Cordierite	*Anorthosite *Biotite and plagioclase	Pyroxenite Calc-silicate gneisses			
Mineralization	Shear zone	Shear zone	Shear zone	Shear zone	Veinlet in skarn	Irregular vein	Vein	Pyroxenite
Control	Fluid-rock interaction	Fluid-rock interaction	Fluid-rock interaction	Fluid-rock interaction	Fluid-rock interaction	Lens-like		
Typical mineral	Biotite-sapphire-Saphirine-plagioclase-K-feldspar-garnet-spinel	Phlogopite-cordierite-Sapphirine-tourmaline-Spinel-saphirine	Cordierite-rutile-phlogopite Saphirine-plagioclase-Ruby	(V): Hornblende-ruby-plagioclase-spinel-phlogopite	K-feldspar-sapphire-F-apatite-calcite-Phlogopite	Biotite-sillimanite-Albite-sapphire-Microcline	Saphirine-sapphire-Spinel-pyroxene-Plagioclase-edenite	Clinopyroxene-ruby-Amphibole-anorthite-Scapolite-garnet
Assemblage								
Metamorphism	Granulite facies	Granulite facies	Granulite facies	Granulite facies	Granulite facies	Granulite facies	Granulite facies	Granulite facies
	T=700 °C P=5 kb (15)	T=750 °C P=5-6 kb (15)	T=750 °C P=5-6 kb (15)	T=730-870 °C P=9-11 kb (5, 7)	Tsaphir=500 °C Psaphir=2 kb (16)	T=? P=?	T=700 °C P=4-5 kb (12, 15)	T=1100 °C P=20 kb (14)
Age of the	Ar-Ar biotite (17)	Ar-Ar biotite (17)	Ar-Ar biotite (17)	Ar-Ar biotite Vohitany (17)	U/Pb zircon (18, 19)	?	?	Alkali basalt (20)
mineralization	S: 492±5 Ma*	No age	487±4 Ma*	No age	565±15 Ma (18)			Miocene to Quaternary
	Z: 494±5 Ma*	(disturbed spectrum)		(disturbed spectrum)	516±10 Ma (19)* 523±5 Ma (18)*			
Corundum	Multi-colored sapphire	Polychrome sapphire	Ruby	Ruby	Light to dark blue, pink sapphires	Red to purplish blue to grey sapphire	Grey-white to yellow sapphire	Ruby
					10.1<δ ¹⁸ O<10.9 (n=4)	8.1	Vo: 5.8	1.25<δ ¹⁸ O<4.7 (n=2)
δ ¹⁸ O corundum	S: 5.9±0.3 (n=5)	2.05±0.5 (n=2)	2.9 (n=2)	V: 5.4<δ ¹⁸ O<6.1 (n=2)	E: 5.0; 5.9; G: 3.8	14.0<δ ¹⁸ O<15.6 (n=4)	Sk: 4.9	
(%, V-SMOW)	Z: 8.9±0.1 (n=2)							

Abbreviations: M = Metamorphic, MM = Metamorphic metasomatism, MG = Magmatic, MG-HM = Magmatic-hydrothermal metasomatism, M-UM = Mafic-ultramafic rocks, * = sapphire mineralization.

References: 1 = Razanatseheno et al. (2005); 2 = Ralantsoarison (2006); 3 = Andriamamonjy (2006); 4 = Koivula et al. (1992); 5 = Nicollet (1986); 6 = Nicollet (1990); 7 = Mercier et al. (1999); 8 = Pili (1997a,b); 9 = Rakotondrazafy et al. (1996); 10 = Rakotondrazafy (1995); 11 = Schwarz et al. (1996); 12 = Lacroix (1922a,b); 13 = Devouard et al. (2002); 14 = Rakotosamizanany (2003); 15 = Nicollet (1985); 16 = Ravolomandrinarivo et al. (1997); 17 = Giuliani et al. (2007); 18 = Paquette et al. (1994); 19 = Andriamarofahatra and de La Boisse (1986); 20 = Besairie and Collignon (1972).

alkaline metasomatism in the Precambrian rocks (gneiss, acidic and mafic to ultramafic granulites). The secondary deposits are detrital and include the palaeoplacers of the Triassic Isalo sediments in the southwestern part of Ihosy, volcanic-derived placers from Ankaratra in the central plateau and the Montagne d'Ambre provinces in the north, and those of unknown origin for the Andilamena and Vatomandry ruby placers.

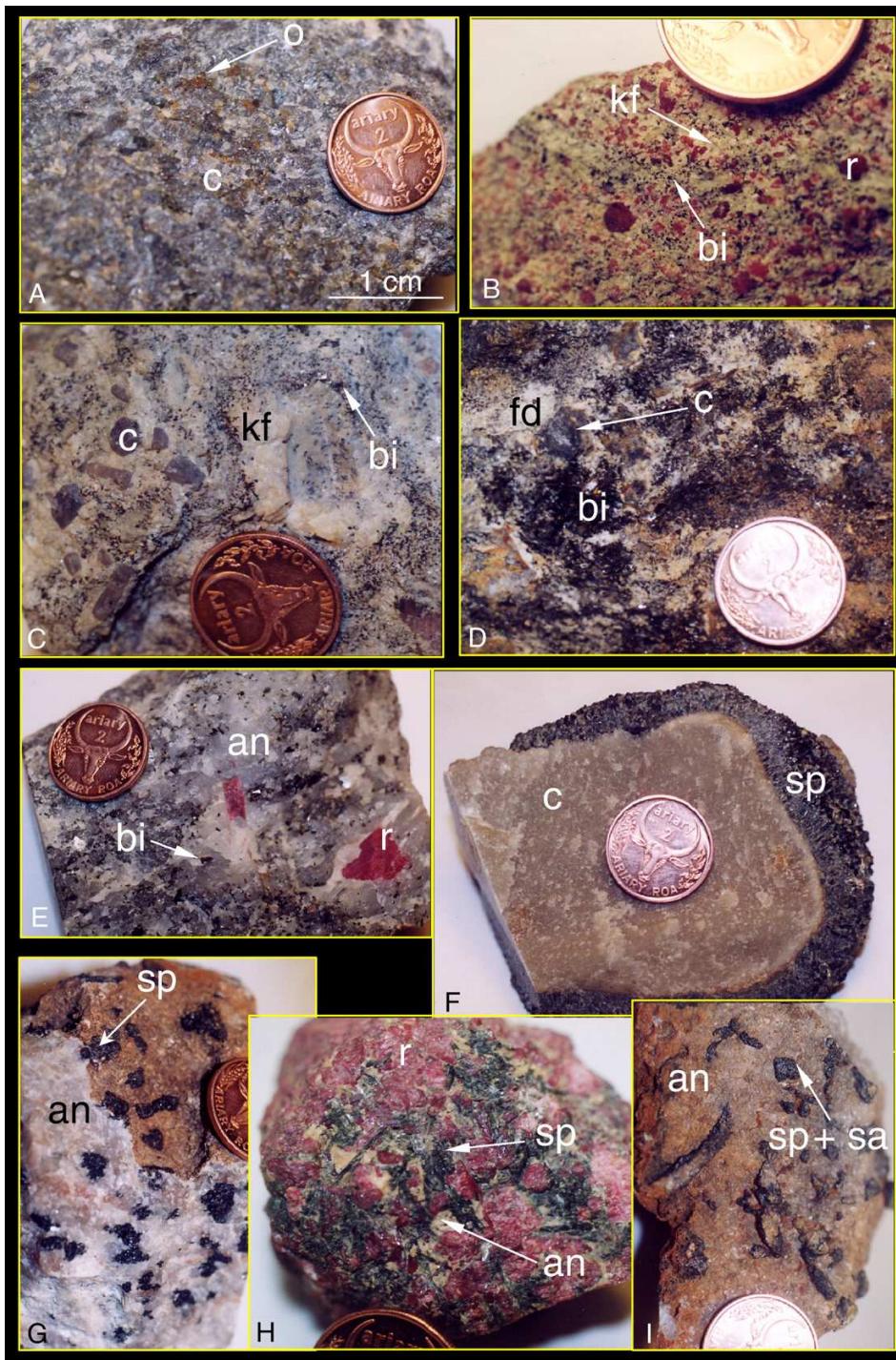


Fig. 3. The metamorphic corundum deposits of Madagascar. (A) The syenite from Antohidrano, near Sahomaloto (Beforana area). o: iron oxides; c: grey corundum. Lacroix MNHN collection (sample 1f). (B) Ruby-bearing “syenite” from the Ambohitranefitra (Ambafotsy, Beforana area). Ruby (r) is disseminated in a matrix of K-feldspar (kf) and biotite (bi). Lacroix MNHN collection (sample 6y). (C) The Ambohitranefitra deposit. Retromorphic textures with the formation of K-feldspar corona (kf) around corundum (c). The matrix is made of biotite (bi) and K-feldspar. Lacroix MNHN collection (sample S262). (D) The Anjomakely sapphire occurrence. Grey to pinkish sapphire (c) disseminated in a mica schist composed of biotite (bi) and K-feldspar (fd). Lacroix MNHN collection (sample 79p). (E) The Anavoha “sakenite” in the Bekily area. Ruby (r) is disseminated in a matrix of anorthite (an) and biotite (bi). Lacroix MNHN collection (sample 199p). (F) The “corundumite” of Sakeny (Ihosy area). A corundum crystal (c) surrounded by a corona of spinel+sapphirine (sp). Lacroix MNHN collection (sample 87p). (G) A “sakenite” composed of anorthite (an) and spinel (sp). Lacroix MNHN collection (sample 88p). (H) “Corundumite” from the Ihosy area. The rock contains ruby (r), spinel (sp) and anorthite (an). Lacroix MNHN collection (sample 95f). (I) A “sakenite” from Sakeny (Ihosy area). The crystals of spinel and sapphirine (sp+sa) are disseminated in an anorthitic matrix (an). Lacroix MNHN collection (sample 88p). MNHN: Muséum National d'Histoire Naturelle (Paris).



Fig. 4. The primary gem-corundum deposits of Madagascar. (A) General view of the Soamiakatra ruby mine in 2003. The deposit is located in an alkali basalt plug intruding khondalite, biotite gneiss and quartzite (gn). The superficial weathered portion of the basalt was exploited (white soils, s) and remnants of fresh portion of the basalt are in the bottom part of the pit (b). (B) Typical ruby-bearing xenolith of the Soamiakatra basaltic plug composed of plagioclase (pl, anorthite) and clinopyroxenite (clinopyroxene, amphibole, anorthite). The two-mm-sized pink ruby (r) is contained in the xenolith carried by the basalt (b). (C) Formation of the sapphire-bearing biotites along fracture planes which affect feldspathic gneiss (Momo pit, Sahambano deposit, Ihosy). The biotite schist (b) is developed upon the garnet-bearing feldspathic gneiss (gn₁) and the sapphirine-bearing gneiss (s). A boudinaged-pegmatite (p) is cross-cut by the biotite. The western border of the pit comprises a biotite–garnet–migmatitic gneiss (gn₃). gn₁ = banded-garnet-bearing gneiss; gn₂ = sillimanite–biotite–garnet-bearing gneiss. (D) The ruby-bearing cordierite of the Ambatomena deposit (south of Betroka). Ruby crystals are contained in a cordierite-sapphirine-anorthite±phlogopite±K-feldspar-bearing rock (c₂) at the contact of a cordierite-sapphirine-phlogopite rock (c₁). Ruby presents a coronitic texture made of spinel and sapphirine with sometimes a complete substitution of the corundum crystal (s). (E) Phlogopites (phl) in the Ambatomena deposit that illustrate the circulation of fluids along the lithologic contact between the biotite–cordierite-bearing gneiss (gn), the pegmatite (p) and the cordierites (c). The pegmatite is transformed into anorthite (a) and the gneiss is highly phlogopitised (phlgn). (F) Pink sapphire contained in a biotite (b) developed upon a feldspathic gneiss from the Zazafotsy deposit (NE of Ihosy). The size of the crystals is around 1 cm. (G) Aspect of the multi-coloured sapphire crystals from the Sahambano deposit. The size of the pink crystal in the centre of the photograph is around 8 mm. (H) A pink to fuchsia coloured sapphire in a garnet-bearing biotite schist (b) from the Zazafotsy deposit. The 2 cm-long crystal is embedded in a K-feldspar (f) and spinel (sp) coronitic zone. g = garnet.

2.1. Magmatic-hosted deposits

Syenite, “granite” and alkali-basalts host these deposits, which include sapphire-bearing syenites from the Ambohitranefitra deposit in the Beforona region; ruby and sapphire in desilicified granites and feldspathised host-rock from the Anjomakely areas; and ruby in alkalibasalts from the Soamiakatra deposit in the Antsirabe-Antanifotsy region (Fig. 1).

Table 2

Chemical composition of ruby and sapphires (in wt.%) from the Sahambano, Zazafotsy, Soamiakatra and Ilakaka deposits

Sahambano												
Colour	Red	Fuchsia	Purpley-pink	Pink	Dark pink	Pinky orange	Orange	Vert de gris	Brown to yellow-violet	Blue	Light blue	Colourless
Al ₂ O ₃	99.2	99.67	99.08	99.8	99.6	99.28	99.9	98.67	99.38	99.35	99.41	97.99
MgO	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.007	0.01	0.010	0.01	0.009	0.01
TiO ₂	bdl	bdl	0.01	0.01	bdl	bdl	bdl	0.01	0.01	0.013	0.01	0.01
V ₂ O ₃	bdl	bdl	0.008	bdl	bdl	bdl	bdl	0.01	0.006	0.009	bdl	
Cr ₂ O ₃	0.21	0.25	0.140	0.1	0.07	0.1	0.047	0.04	0.094	0.059	0.096	0.027
FeO	0.27	0.29	0.33	0.28	0.27	0.24	0.28	0.29	0.32	0.301	0.293	0.25
Ga ₂ O ₃	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.013	0.01	0.02
Total	99.71	100.24	99.60	100.21	99.97	99.65	100.25	99.04	99.83	99.75	99.84	98.31
Zazafotsy												
Colour	Fuchsia	Dark pink	Brown to violet	Purple	Pinky orange to violet	Orange to violet	Mauve to light pink	Light pink	Blue	Light blue	Greyish to light blue	
Al ₂ O ₃	98.63	98.64	99.22	98.66	99.25	98.64	99.51	99	99.14	99.07	100.04	
MgO	0.01	0.01	bdl	0	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	bdl	0.01	
TiO ₂	bdl	0.01	0.010	0.01	0.01	0.01	0.01	0	0.01	0.02	0.02	
V ₂ O ₃	0.01	0	0.01	0.01	0.01	0	0	0.01	0.01	0.01	0.01	
Cr ₂ O ₃	0.19	0.11	0.16	0.14	0.15	0.11	0.14	0.11	0.050	0.03	0.03	
FeO	0.3	0.31	0.29	0.29	0.31	0.31	0.310	0.31	0.31	0.31	0.21	
Ga ₂ O ₃	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	
Total	99.14	99.08	99.71	99.12	99.75	99.09	100.00	99.44	99.54	99.44	100.33	
Soamiakatra												
Ruby												
Al ₂ O ₃	98.27	99.61	97.55	97.73	96.64	98.16	97.70	97.80	97.18	97.85	97.66	97.39
MgO	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na
TiO ₂	0.09	0.01	0.02	0.03	0.04	0.03	0.04	0.05	0.03	0.01	bdl	bdl
V ₂ O ₃	0.01	0.01	bdl	bdl	0.04	0.06	0.06	bdl	0.09	bdl	bdl	bdl
Cr ₂ O ₃	0.38	0.04	0.630	0.730	0.99	0.86	0.93	0.8	0.830	0.22	0.33	0.56
FeO	0.56	0.33	0.5	0.52	0.51	0.52	0.53	0.53	0.51	0.26	0.2	0.27
Ga ₂ O ₃	bdl	0.01	0.01	0.01	0	0.010	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	bdl
Total	99.32	99.99	98.72	99.03	98.22	1.48	99.27	99.19	98.64	98.35	98.20	98.22

bdl = below detection limit; detection limits for the trace elements (in ppm): Mg=34; Ti=22; V=22; Cr=26; Fe=24; Ga=43.

CAMECA SX100 electron microprobe (University Nancy I), with operating conditions of: accelerating voltage 15 kv, beam current 10 nA, collection time of 20 s for aluminium, and 25 kv, 150 nA, 120 s for trace elements.

The Ambohitranefitra deposit, also known as the Beforona syenitic occurrence, is 20 km south of the city of Beforona. Corundum in the alluvium of the Sahamaloto, Marofody and Tsarafosa Rivers, was exploited for refractory material at the beginning of the 20th Century. The corundum was sorted by hand-picking directly in the river, or by pits in the banks. In 20 years, total production reached 3000 tons of corundum (Lacroix, 1922a) but only 20 tons per year were extracted until 1927, with a grade of 40 kg/m³ (Duclos, 1927). The mineralised pebbles consisted of small cm-sized ruby, pink or grey to blue “corundumite” (Fig. 3A) composed of corundum and sillimanite with crystals of sapphires up to 150 mm, and syenite composed of

disseminated red corundum (Fig. 3B) with K-feldspar, sillimanite and spinel (Razafimanantsoa, 1961). Today, exploitation has ceased.

The primary deposit, a syenitic vein injected concordantly into a migmatitic biotite-graphite-bearing gneiss (Lacroix, 1922b), became hidden by a landslide in the mid 20th century, but a nearby corundum-bearing pegmatite is also injected into the gneiss. The deposit lies at the contact zone between the Manampotsy and Beforona Groups; between migmatites and granitoids of the Brickaville and the Manampotsy Series, and the Beforona volcano-sedimentary series of amphibole-bearing gneiss, migmatites and amphibolites. The 1 to 2 km wide contact zone consists of migmatites, biotite-sillimanite gneisses and khondalites, following a N-S trend along a 40 km-long strike. Intercalations of graphite or sillimanite or garnet layers accompany the corundum-bearing syenitic injection into the mineralised zone (Lacroix, 1922b).

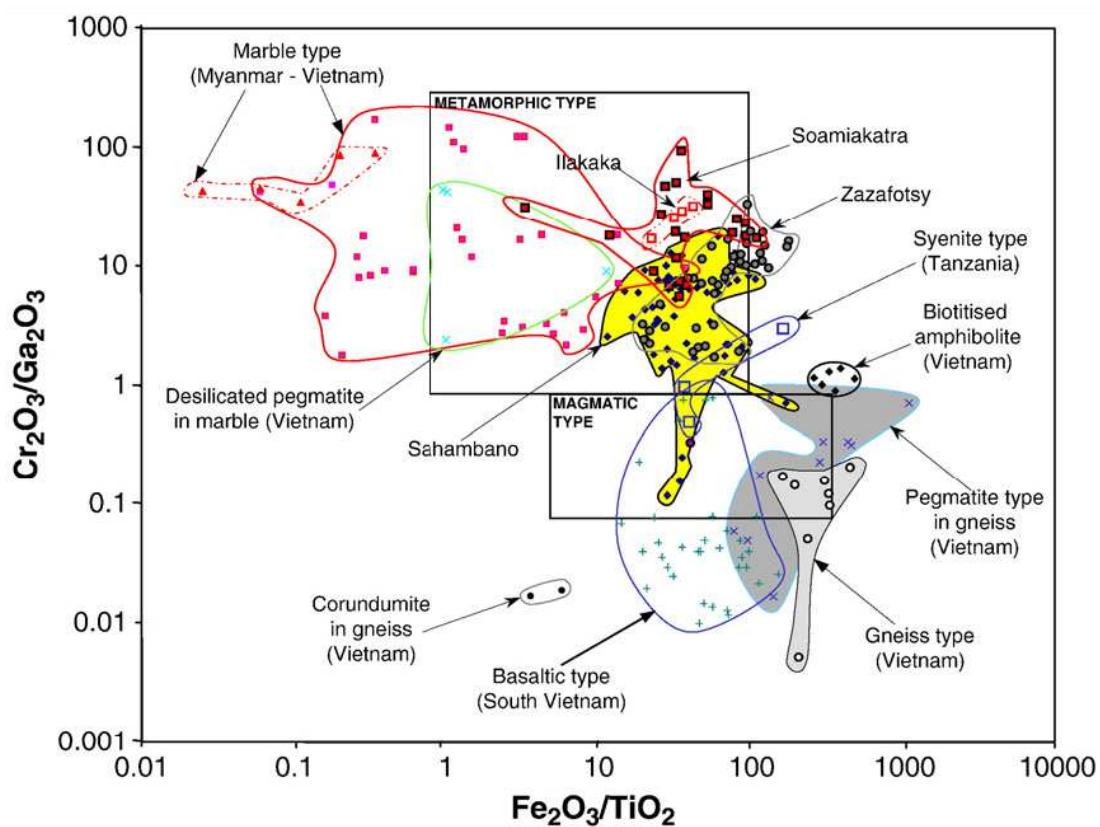


Fig. 5. Plot of the chemical composition of sapphires and rubies from Ilakaka, Soamiakatra, Zazafotsy and Sahambano in the $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ vs $\text{Cr}_2\text{O}_3/\text{Ga}_2\text{O}_3$ diagram. All the chemical data fit in the metamorphic field defined for corundum by Sutherland et al. (1998a, 2003). The geochemical fields of Sahambano and Zazafotsy sapphires overlap showing the similarity of these two deposits hosted by feldspathic gneisses. The reported geochemical fields of Vietnamese rubies and sapphires are from Pham Van et al. (2004) and the syenite field of the sapphires from Garba Tula in Tanzania is from Simonet et al. (2004).

The above deposit is fine-grained and is composed of biotite and microcline (48%), sillimanite (42%), corundum (4%), zircon and magnetite. The proportion of sillimanite is highly variable, with some rocks composed of microcline, biotite and corundum (Fig. 3C). It is an

“endomorphic syenite” which exhibit retromorphic textures characterized by the presence of K-feldspar coronas around corundum, suggesting a metasomatic transformation of the initial rock (Fig. 3C). Finally, disseminations of mm- to cm-sized rubies in the “endomorphic syenite” composed of feldspar and biotite (Fig. 3B) indicate that the quantity of chromium in the rock, or carried by the mineralising fluid, changed within the vein.

Crystals of euhedral corundum between 10 to 80 mm in size show either barrel-shaped habits with dominant hexagonal dipyramid ω combined with the basal pinacoid c and the rhombohedron r , or hexagonal dipyramid ω elongated following the c -axis or flattened following the pinacoid (Lacroix, 1922a). South-east of Antsirabe, corundum-bearing desilicified granites and feldspathised micaschists form the Anjomakely occurrence (Lacroix, 1922a; Fig. 1). At the contact with the micaschists, the granite is desilicified. Quartz disappears while microcline, sillimanite, biotite, zircon and magnetite remain. Sapphire crystals of cm- to dm-size are dominantly grey, with variation to light pink. The schists are intensely metasomatised and composed of feldspar, biotite and corundum (Fig. 3D). The sapphire is rimmed by K-feldspar, in the Beforona syenite occurrence.

Other corundum-bearing micaschists unrelated to granites also occur nearby in Ankazondrano, Ambatomitety, Bilisy, Ambohimanarivo, Ambohimilemaka, Vatondrangy and Rafanjaka. These contain sillimanite and muscovite enveloped by large lamellae of biotite. Corundum forms porphyroblasts up to 10 cm in width. Lacroix noted that these micaschists form lenses within the garnet, tourmaline and sillimanite-bearing micaschist series. Similar occurrences also lie to the north (Tsinfoarivo), and to the west of Antsirabe city (Rafanjaka, Belanitra, Vohitrakanga and Antandrokomby), where they were the first source of industrial corundum in Madagascar (Lacroix, 1922a). A metasomatic origin is likely, but whether this is linked to granite or metamorphism requires further study.

The Soamiakatra deposit lies 35 km south of the Antanifotsy region in central Madagascar. Since 1997, corundum has been extracted by pans from alluvium and soils, but prospecting and mechanisation of operations has exposed the primary deposits (Fig. 4A). Ruby in Soamiakatra is found in clinopyroxenite xenoliths hosted by Cenozoic alkali basalts which intrude the graphitic gneisses and migmatites of the Ambatolampy and Tolongoina series (Rakotosamizanany et al., 2005). The clinopyroxenite contains Al-rich clinopyroxene, garnet (pyrope-almandine), plagioclase (bytownite–labradorite), scapolite, corundum and amphibole (Fig. 4B). Ruby crystals are euhedral to anhedral with globular or tabular habits, up to 20 mm in size, with pink to purplish blue to deep red colours. Mineral inclusions in ruby consist of Mg-rich phlogopite, rutile with some lamellar exolutions of ilmenite, zircon, albite, pyroxene, garnet,

and Cr-bearing spinel. The trace element chemistry of ruby (Table 2) from this deposit is characterised by low Ga_2O_3 (between 70 and 110 ppm) and high $\text{Cr}_2\text{O}_3/\text{Ga}_2\text{O}_3$ ratios (Fig. 5). The vanadium content varies from less than 22 ppm up to 860 ppm. Titanium ranges between 60 to 940 ppm, and chromium between 350 to 3830 ppm. The Soamiakatra rubies fall into the metamorphic domain defined by Sutherland et al. (1998a, 2003) when plotted in the $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ vs $\text{Cr}_2\text{O}_3/\text{Ga}_2\text{O}_3$ diagram (Fig. 5).

The corundum-garnet-clinopyroxene assemblage in the clinopyroxenite gave a temperature of formation of ruby around 1100 °C at a pressure of ~20 kbar (Rakotosamizanany, 2003). We hypothesise that the ruby formed in mafic and ultramafic rocks at the base of the lower crust and was later transported to the surface by the alkali basalts. The oxygen isotopic composition of this ruby ($\delta^{18}\text{O}=4.7\text{\textperthousand}$; Giuliani et al., 2005) falls within the isotopic range defined for ruby in mafic and ultramafic rocks ($3.2 < \delta^{18}\text{O} < 6.8\text{\textperthousand}$), confirming this origin.

2.2. Metamorphic-hosted deposits

Corundum deposits are hosted in the Precambrian granulitic domain of southern Madagascar (Fig. 6). This basement includes remnants of early crust (de Wit, 2003) which were intensely reworked between 950 and 450 Ma, during Pan-African tectonometamorphic events (Kröner, 1984). The collision processes between East and West Gondwana created Neoproterozoic (~650 Ma) mobile belts, mostly metamorphosed to high-grade granulite. These high and low pressure granulites are well-exposed throughout southeastern Madagascar. They are divided into four major lithostratigraphic groups (Besairie, 1967; de Wit, 2003) corresponding to the juxtaposition of tectonic blocks of different crustal levels (Martelat et al., 1997, 2000; de Wit et al., 2001). This patchwork is due to the relative movements of major ductile shear zones reflecting a crustalscale strike-slip system. Rocks in all blocks suffered metamorphism around 750 °C. The pressure shows an E–W increase from 3 to 5 kbar in the east to 8 to 11 kbar in the west (Nicollet, 1990). Granitoids are abundant in the eastern part whereas anorthosites and metabasites are abundant in the west.

Corundum deposits in the different tectonic blocks are strongly associated with major or minor shear zones (Fig. 6). These structures acted as preferential fluid pathways and the parental rocks of corundum have suffered intense fluid-rock interaction resulting in much metasomatic alteration. The parental host-rock varies from feldspathic gneisses (Zazafotsy and Sahambano deposits), cordierites (Iankaroka and Ambatomena), amphibolites and anorthosites (Ejeda, Fotadrevo, Vohitany and Gogogogo) to impure marbles (Tranomaro). The “sakenites” described by Lacroix (1941) are found in paragneiss with intercalations of amphibolites, clinopyroxenites

and impure marbles (Sakeny, Vohidava, Ejeda–Anavoha and Andranondambo occurrences) and consist of plagioclase veins or segregations with \pm spinel \pm corundum \pm phlogopite and \pm hibonite.

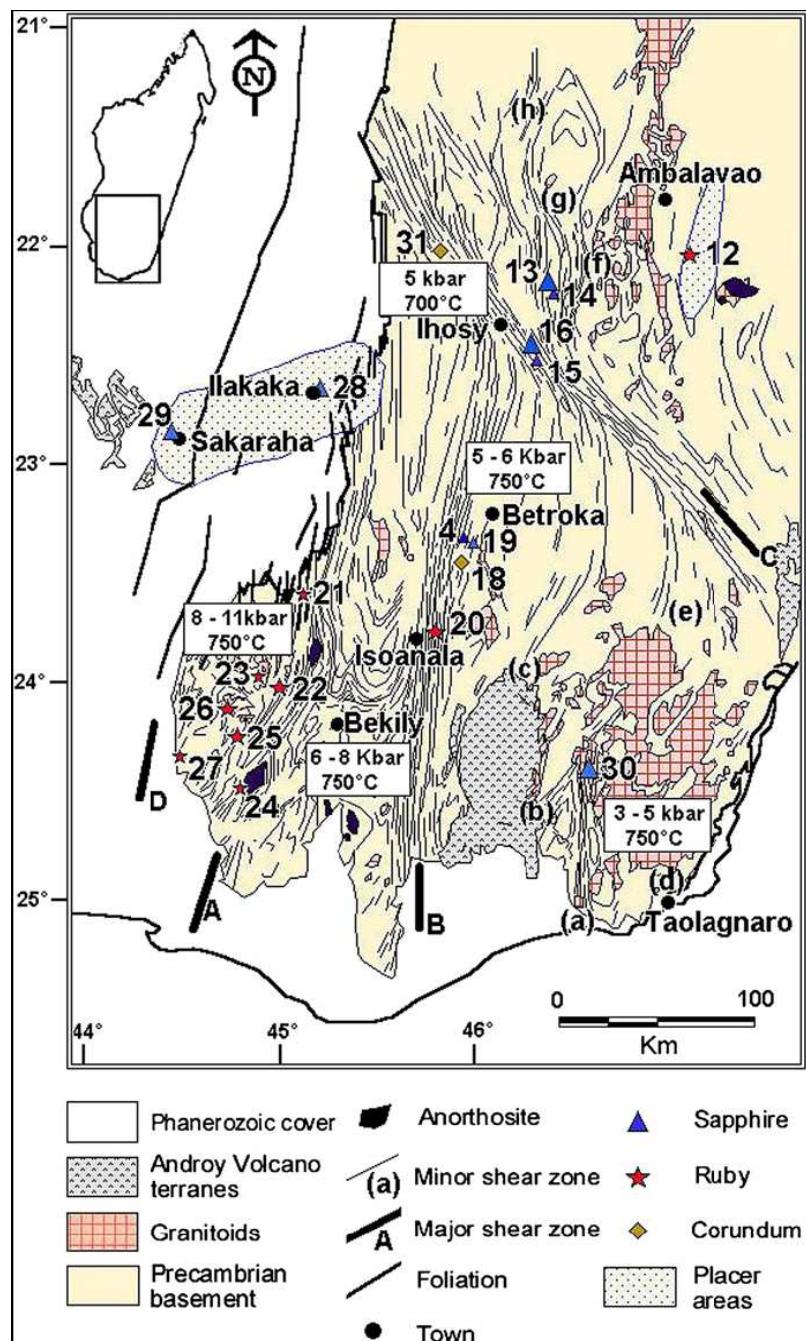


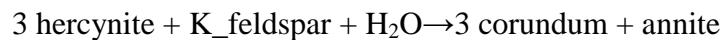
Fig. 6. Structural and lithological sketch map of southeast Madagascar with the location of the corundum deposits (modified from Martelat et al., 2000). Major shear zones: A = Ampanihy, B = Beraketa, C = Ranotsara, D = shear zone of the Phanerozoic cover. Minor shear zones referred as subpanels (a) to (h). The Pressures (kbar) and Temperatures ($^{\circ}$ C) are from Moine et al. (1985), Ackermann et al. (1989), and Nicollet (1990). The numbers of the individual corundum deposits are the same as in Fig. 1.

2.2.1. Deposits in feldspathic gneisses

The Sahambano deposit, 30 km east of Ihosy town (Fig. 1), was discovered in 1999 and is exploited by the mining company TanyHafa S.A. The sapphire crystals are multicoloured but

rarely of gem-quality, and treatment is necessary to improve colour and transparency: 100 kg of corundum picked in the washed material contained 24 kg of coloured sapphires with 1 kg of translucent crystals, but only 50 g of gem-quality (Offant, 2005). The division of the colour is 15% brown to orange, 5% orange to pink, 40% pink to purple, 5% purple to fuchsia and 35% violet to blue.

The deposit occurs in the Tranomaro Group, characterized by a high-abundance of calcic and magnesian paragneiss and leptynite. It sits in the Ratnotsara shear zone, a 30 kmwide and 300 km long steep structure, which has a long history of deformation and hightemperature metamorphism dated between 600 and 500Ma (Martelat et al., 2000; de Wit et al., 2001; Collins and Windley, 2002). Ar–Ar dating of biotite from sapphire-bearing biotitite gave a minimum age of formation at 492 ± 5 Ma (Table 1). Mylonitisation and dextral shears are common in the Sahambano area. The sapphires occur in feldspathic gneiss lenses intercalated within leptynite (pits of Dominique, Nono, Momo, Jeanne d'Arc and Ambinda Sud). Shearing opened fissures and fluid circulation resulted in the biotitisation of the host rock (Fig. 4C). Sapphire occurs in biotitites with sillimanite and spinel, and in gneiss composed of K-feldspar, biotite, sillimanite, spinel, sapphirine, garnet, and albite. The sapphires formed during prograde metamorphism at $T \sim 650$ °C and $P \sim 5$ kbar (Ralantsoarison, 2006) according to the main reaction:



Euhedral crystals range from 1 to 50 mm in size and the sapphires display different colours according to their chromium and iron contents, including colourless, grey, greenish grey, orange, blue, dark pink, purple, brown, pink, and red to fuchsia (Fig. 4G). Crystals exhibit either short or long prismatic habits. They are often composed of a combination of rhombohedron, hexagonal prism and two basal pinacoids. Laminar and cylinder habits are composed of hexagonal dipyramids associated with pinacoids and/or hexagonal prisms. Mineral inclusions in sapphires are K-feldspar, zircon, barite, spinel, cheralite, sillimanite, diasporite, albite and pyrite.

Sapphires grew in metasomatic zones where the peraluminous gneisses supplied aluminium and the chromophore elements Cr, Fe, and Ti (Fig. 7). The colour of the sapphires is controlled by lithology: colourless to blue sapphires appear in the biotite zone developed upon feldspathic gneiss, green to brown and “vert de gris” sapphires are in the sillimanite-bearing feldspathic gneiss, and finally red to fuchsia to pink and pinky orange crystals are located in the sapphirine-bearing feldspathic gneiss. The other coloured crystals are distributed randomly at the interface of biotite and biotitised sapphirine-bearing feldspathic gneiss.

Major and trace element electron microprobe analyses (EMPA) from more than 17 different coloured sapphire crystals (Table 2) show significant substitutions of Fe, Cr, Mg, Ga and Ti. The FeO values average 2800 ppm and range up to 4000 ppm, Cr₂O₃ ranges between 300 and 2500 ppm. Ga₂O₃ and MgO are between 90 and 220 ppm and 70 and 130 ppm, respectively. TiO₂ is significant in green to brown and “vert de gris” crystals, and below detection limit (~22 ppm) for the other colours. Fig. 8A shows that colour is a function of the Fe/Cr ratio with a more or less constant FeO content for a variable Cr₂O₃ content: high chromium for red to fuchsia and low chromium for colourless to blue sapphires. The chromium content is always lower than the iron content and the corundum is considered as a sapphire and not a ruby despite its fuchsia or pink colour. The pinky orange sapphire resembling “padparadscha” colour contains chromium between 780 and 1053 ppm.

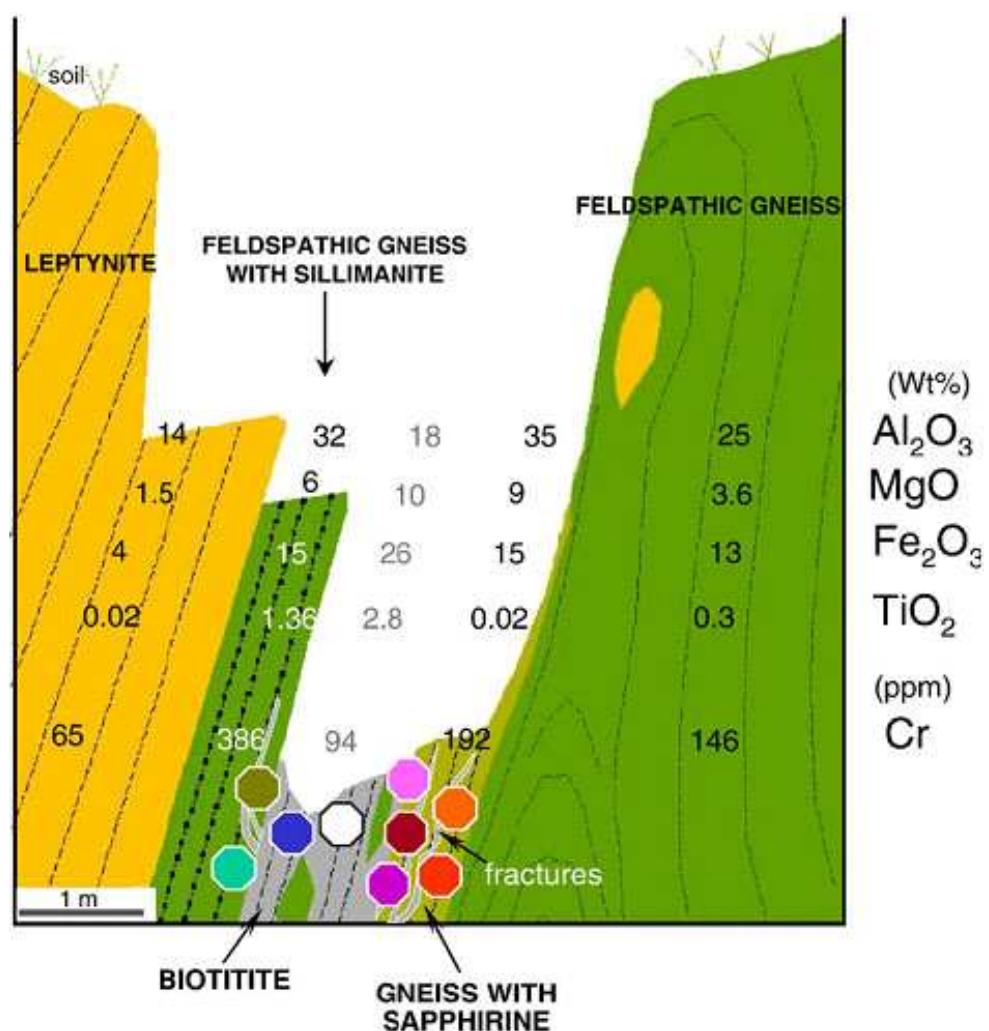


Fig. 7. Schematic geological section of the Momo trench in the Sahambano sapphire deposit (Ralantsoarison, 2006). The respective contents in Al, Mg, Fe, Ti (in wt.%) and in Cr (in ppm) are reported for each different protolith and the metasomatite (biotitite). The coloured sapphire distribution is reported in the different zones. Major- and traceelement concentrations were determined by ICP-MS on representative whole rock samples at the SARM laboratory (CRPG/CNRS).

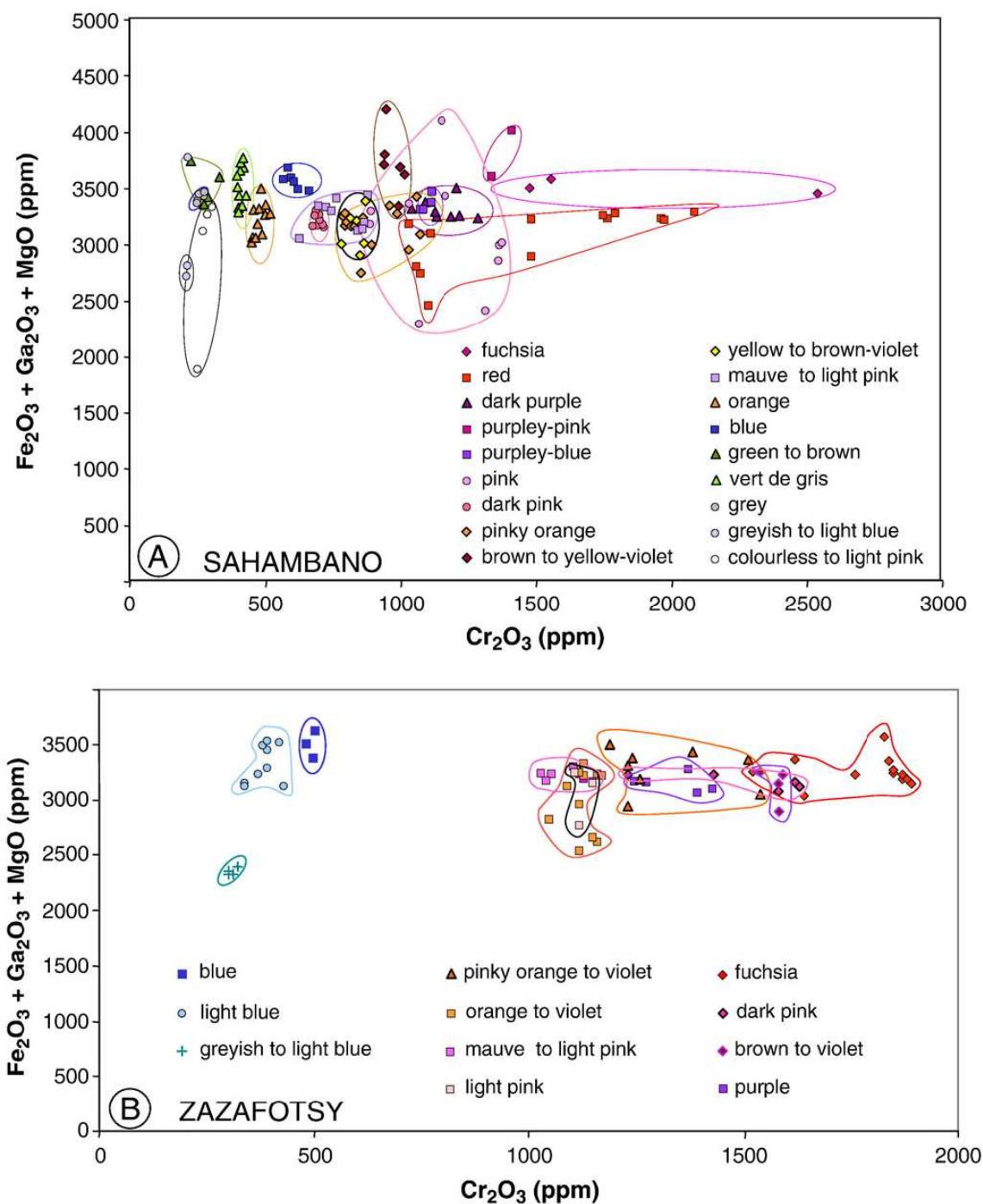


Fig. 8. Chemical variation diagrams Cr_2O_3 vs. $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Ga}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$ showing ppm plots of trace-element contents of corundum from Sahambano (A) and Zazafotsy (B). Polished sections of coloured sapphires were analysed with a CAMECA SX100 electron microprobe (University Nancy I). The operating conditions were: acceleration voltage 15 kv, beam current 10 nA, collection time of 20 s for aluminium, and 25 kv, 150 nA, 120 s for trace elements. Natural and synthetic standards were used and the PAP program (Pouchou and Pichoir, 1991).

Polychrome crystals are rare in the sapphire production. Such composite crystals are zoned and the contact between the different zones is either gradational or sharp. Some crystals are composite, made of a short blue to colourless hexagonal prism capped by a pinkish long

hexagonal prism associated with rhombohedron faces and pinacoid. The contact between the two hexagonal prisms is sharp; the second prism has grown on a seed plate made by the first one which exhibits etching effects with dissolution zones on its surface.

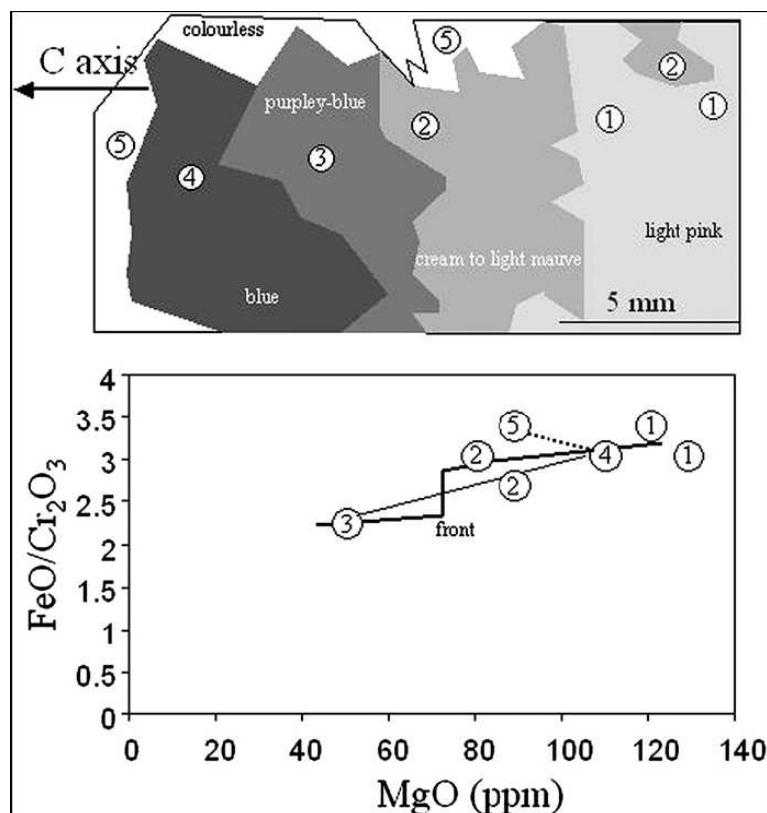


Fig. 9. Cross-section of a coloured sapphire from Zazafotsy showing the chemical variation from the inner to the outer zones of the crystal in the MgO (in ppm) vs. FeO/Cr₂O₃ diagram. Same caption as for Fig. 7 for the operating microprobe conditions.

Some crystals consist of a hexagonal prism with different coloured zones. Fig. 9 shows the section parallel to the c-axis of such a crystal. Chemically, across these zoned crystals there is a decrease in the FeO/Cr₂O₃ ratio versus the MgO content from a light pink (zone 1) to a cream to light mauve colour (zone 2). Between zones 2 and 3 (a purple-blue zone), the transition is sharp and characterised by a strong chemical front. The transition between zones 4 and 5, blue to colourless, marks a main chemical gap, where the chemical composition of the fluid reverted to a high FeO/Cr₂O₃ ratio and MgO content as for zone 1. This indicates a multi-stage fluid pulsation with the development of metasomatic chemical fronts, etching of the crystal and recrystallisation under the same P-T conditions but for different FeO/Cr₂O₃ ratio. In the infiltrating zones characterised by an intense micro-scale biotitisation in fissures and the formation of biotites, the FeO/Cr₂O₃ ratio is high (between 3 and 5), and then in the infiltrated rocks it decreases to 1.15 (for fuchsia colour). The circulation of metasomatic fluids played a key

role in the exchange and transfer of elements for the formation of sapphires in the biotite schist and in the biotite–sapphirine-bearing feldspathic gneiss.

In the correlation diagram $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ vs $\text{Cr}_2\text{O}_3/\text{Ga}_2\text{O}_3$ (Fig. 5), the sapphires plot in the metamorphic domain (Sutherland et al., 1998a, 2003), characterised by high $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ ratios (mostly between 10 and 100) and medium $\text{Cr}_2\text{O}_3/\text{Ga}_2\text{O}_3$ ratios (between 1 to 70).

The Zazafotsy deposit, also called “Amboarohy” (Pezzota, 2005), is 35 km north of Ihosy town on RN 7 to Ambalavao (Fig. 1). It was discovered in 1950 and first exploited by local miners in 1989. In 2003 it produced very beautiful euhedral sapphires in gangue (Fig. 4F). The majority were not of gem-quality and needed heat treatment to improve their transparency and colour. The deposit is located in the Itremo Group composed mostly of garnet–sillimanite–cordierite leptynites and amphibole-clinopyroxene gneiss with minor intercalations of quartzite and impure limestone. It lies in the Zazafotsy shear zone system also linked to the Pan-African tectono-metamorphic event (Martelat et al., 2000). The Ar–Ar age of 494 ± 5 Ma for a biotite associated with sapphire (Table 1) confirmed that the mineralising episode is the latest Pan-African event in the area.

As in Sahambano, the mineralisation is found in several lenses of feldspathic gneisses intercalated within garnet-bearing leptynite, affected by fluid circulation in shear zone fractures (Andriamamonjy, 2006). The inner lens consists of crystals of garnet and sapphire up to 100 mm (Fig. 10), associated with biotite, plagioclase, spinel and Kfeldspar formed around sapphire and garnet (Fig. 4H). The outer zone is a biotite schist with biotite, sapphire, spinel and very few crystals of grandidierite which pass into a biotitized feldspathic gneiss. In one lens, the outer zone consists of fine-grained metasomatic alternation of biotitite and black tourmalinite developed on a 0.2 m-wide scale.

All sapphire crystals are euhedral and, as in Sahambano, exhibit either short or long prismatic habits associated with the hexagonal prism, the rhombohedron and terminated by two basal pinacoids. Mineral inclusions in the sapphires are zircon, K-feldspar, plagioclase, sillimanite, spinel and biotite. The sapphire colours include dark blue, light blue, grey blue, fuchsia, orange, pink, violet, mauve and brown, but lack colours such as yellow to brown, pinky orange, green to brown and “vert de gris” found in Sahambano sapphires. A total of 75 electron microprobe analyses of aluminium and trace elements from 11 sapphire crystals (Table 2) show element concentrations in the same range as those published by Caucia and Boiocchi (2005): sapphire has high iron content ($2320 \text{ ppm} < \text{FeO} < 3300 \text{ ppm}$), variable chromium ($300 \text{ ppm} < \text{Cr}_2\text{O}_3 < 1890 \text{ ppm}$) and very low titanium, magnesium and gallium (less than 220 ppm combined total). Fig. 8B shows that colour varies with the Cr_2O_3 content of the crystal, as at

Sahambano. Polychrome sapphires also resemble the Sahambano ones, with a chemical gap between a blue-dominant zone and a pink to red one, and traces of metasomatic-hydrothermal etching on the faces of the crystals resulting in corroded and brilliant zones. The correlation diagram $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ vs. $\text{Cr}_2\text{O}_3/\text{Ga}_2\text{O}_3$ (Fig. 5) shows that the sapphires fit in the metamorphic domain defined by Sutherland et al. (1998a, 2003) and overlaps the field for Sahambano sapphires. The high $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ (mostly between 10 and 100) and $\text{Cr}_2\text{O}_3/\text{Ga}_2\text{O}_3$ ratio exceed those of Sahambano.

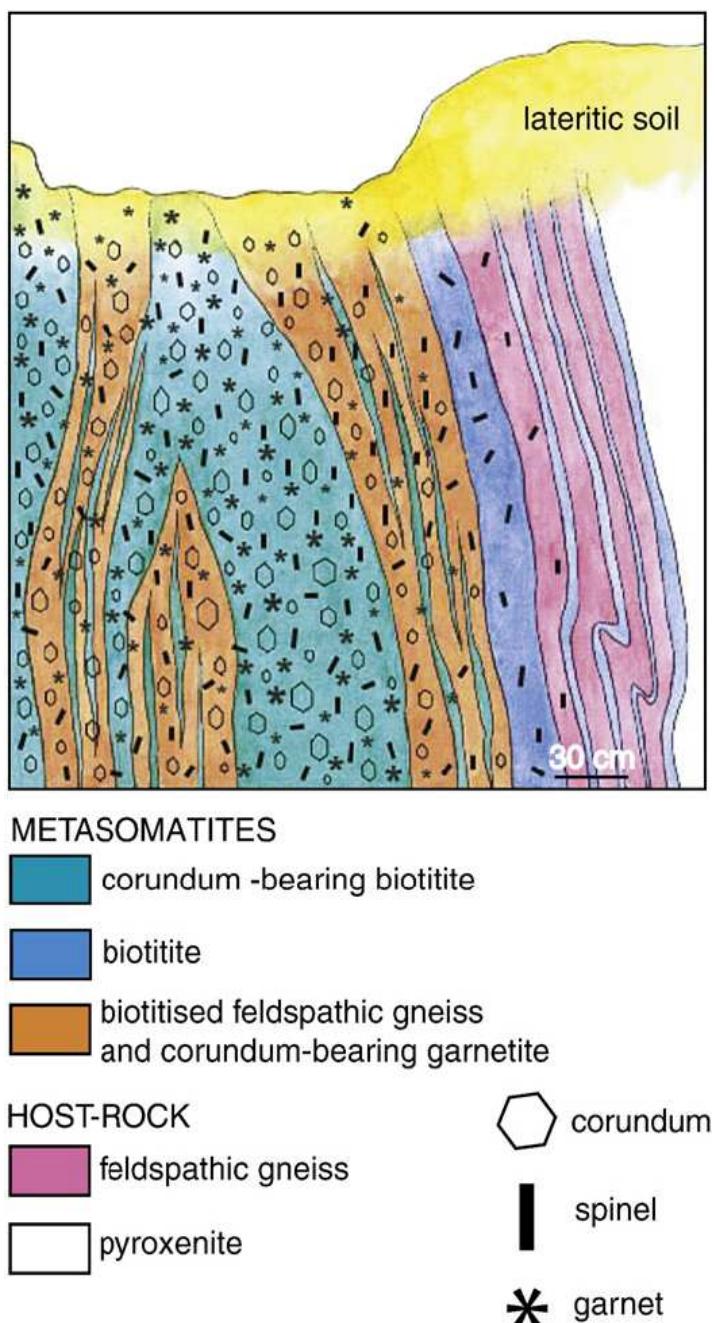


Fig. 10. Schematic geological cross-section of one pit of the Zazafotsy sapphire deposit (Andriamamonjy, 2006) showing the distribution of corundum, spinel and garnet in the biotitite and the biotitised feldspathic gneiss.

2.2.2. Deposits in cordierites

The Iankaroka occurrence was first reported in 1984–1985 and described by Salerno (1992). It is 35 km south of the city of Betroka (Fig. 1), in the province of Toliara. The deposit is characterized by polychrome sapphire displaying distinct colour bands. When observed in a plane parallel to the c-axis, the crystal is uniformly pinkish to purple and in a direction perpendicular to the c-axis thin layers of green, blue, orange, brown and pink are visible (Koivula et al., 1992). Crystals range between 1 to 10 mm in diameter and are elongated to tabular hexagonal prisms and bipyramids. The sapphires are found in a cordierite lens, ~7 m long×4 m wide, intercalated concordantly within leptynitic biotite–cordierite-bearing gneiss of the Androyan series. The cordierite is composed of phlogopite, cordierite, plagioclase, green tourmaline, chlorite, pyrite, spinel and sillimanite. The cordierite is affected by shearing; on its border this develops a biotite on the gneiss, and sapphire-bearing fissures in the cordierite.

The Ambatomena ruby deposit, 10 km NE of the city of Isoanala (Fig.1), was exploited from 2000 to 2001 by a private company. Rubies were of good-quality consisting of euhedral prismatic crystals up to 30 mm long and 10 to 20 mm in diameter. The deposit occurs in the Androyan metamorphic series composed of paragneiss, orthogneiss, marble, granite, clinopyroxenite and quartzite (Windley et al., 1994). Ruby is contained in cordierite layers or lenses intercalated within a biotite–cordierite–sillimanite-bearing charnockite. The mineralised zone has suffered an intense metasomatism characterised by a Mg-rich pervasive biotitisation transforming pegmatite veins in plagioclase, and forming sapphire-free phlogopites (Fig. 4E) and sapphirine–anorthite–phlogopite-bearing rocks (Fig. 4D). Ruby occurs in a cordierite composed of cordierite, rutile, K-feldspar, sapphirine, phlogopite and ±pyroxene. Ruby crystals exhibit a spinel and sapphirine coronitic texture. Spinel results from the destabilisation of ruby during the retrograde phase and sometimes totally pseudomorphs the ruby.

2.2.3. Deposits in mafic-ultramafic rocks and anorthosites

The ruby deposits are found in the Vohibory unit, limited to the east by the Ampanihy shear zone (Fig. 6). This unit consists of amphibolitic gneiss intercalated with amphibolite, marble and orthogneiss (Besairie, 1967; Hottin, 1976). Mafic-ultramafic complexes of meta-peridotite, -gabbro and -troctolite were transformed into amphibolites and serpentinites with anorthosite veins. Ruby occurs north of Ampanihy city and between the villages of Ejeda and Fotadrevo (Mercier et al., 1999) in the deposits of Maniry, Gogogogo, Vohitany, Anavoha, Marolinta and Ianapera which are exploited sporadically by local farmers.

Ruby occurs in different host-rocks metamorphosed to granulite facies conditions at $P \sim 8$ to 11 kbar and $T \sim 750$ to 800 °C (Nicollet, 1986): (i) in amphibolites as elongated zones some tens of m in length and some tens of cm wide. Two main parageneses are described: 1) hornblende, plagioclase, ruby, spinel and phlogopite; 2) hornblende, plagioclase, ruby, \pm sapphirine, gedrite, garnet and spinel. Ruby commonly combines the hexagonal prism a with the pinacoid c; the crystals are generally flat with a diameter reaching up to 100 mm and with a short prism; (ii) anorthosite as layers and/or veins with two main parageneses (Nicollet, 1986): 1) anorthite, ruby, \pm garnet, \pm hornblende, \pm spinel; 2) anorthite, ruby, spinel, zoisite, \pm clinopyroxene, \pm hornblende; (iii) desilicified pegmatites in amphibolite (Vohitany occurrence). The pegmatite and the amphibolite are metasomatised by circulation of fluids at the contact of both rocks: the amphibolite is transformed into ruby-bearing phlogopite schist and the pegmatite is desilicified and composed of plagioclase with some crystals of phlogopite and ruby. Moreover, the metasomatic structure is affected by shearing and the formation of a stockwork made of stringers with anthophyllite and ruby.

2.2.4. Deposits in marbles

The sapphire deposits in the Tranomaro area occur in the highgrade granulite facies of the Proterozoic Tranomaro Group composed of metasedimentary rocks (metapelites, calc-silicates and marbles) interlayered with leucocratic gneisses (Rakotondrazafy et al., 1996; Fig. 11). During metamorphism, marbles and calc-silicate gneisses have been transformed into skarns in a calc-magnesian complex (Moine et al., 1985). Impure calcitic marbles (Fig. 12F), include diopsidites with variable amounts of scapolite, spinel, thorianite and pargasite, and peraluminous rocks made of plagioclase and/or scapolite with spinel, thorianite, hibonite ($\text{CaAl}_{12}\text{O}_{19}$) and/or blue to pink corundum (Fig. 12A, B and D). The diopsidite often occurs at the contact between marble and granitic or charnockitic intrusions from the Anosyan magmatism (Fig. 11) and a metasomatic origin is proposed by Rakotondrazafy et al. (1996). Three stages of crystallisation have been defined in the skarns (Fig. 13):

stage 1 of metasomatism ($T \sim 850$ °C and $P \sim 5$ kbar). Ca-rich hyperaluminous segregations composed of meionite, spinel, thorianite and corundum are formed in a titanite-bearing matrix consisting of scapolite and aluminous diopside. U–Pb dating of zircon from a clinopyroxenite gave an age of 565 ± 10 Ma (Andriamarofahatra and de La Boisse, 1986) in agreement with Pan-African ages (540 to 580 Ma) obtained for the granulite-facies metamorphism and the syn-metamorphic emplacement of the Anosyan charnockites and granites (Paquette et al., 1994);

stage 2 of metasomatism ($T \sim 800$ °C and $P \sim 3$ to 3.5 kbar). Diopside was partially transformed into fluorine-rich pargasite and most cascapolites were transformed into anorthite+calcite. Thorianite crystallized with fluorine-rich phlogopite, and hibonite crystallised at the expense of corundum and spinel (Fig. 12D);

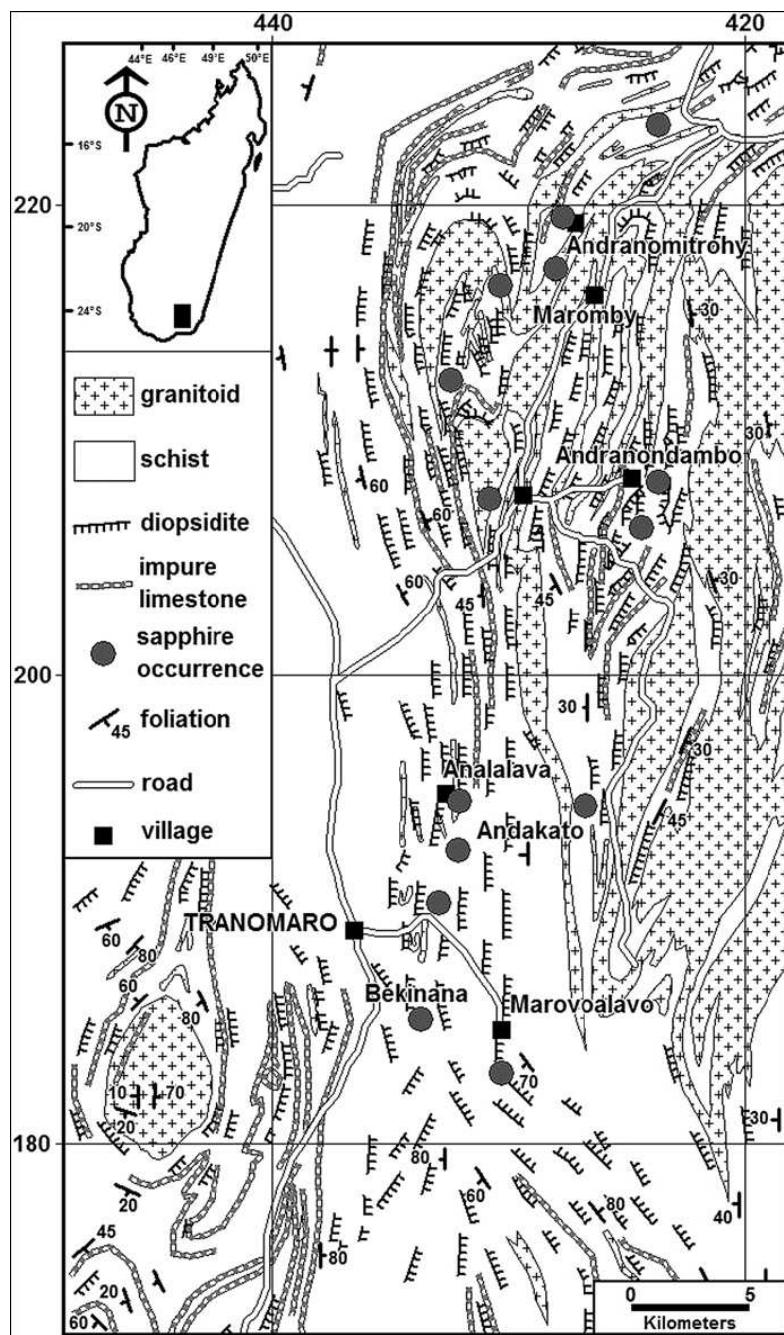


Fig. 11. Geological map of the Tranomaro area with the location of the corundumhibonite skarn deposits (Rakotondrazafy, 1995).

stage 3 under retrograde granulite metamorphism. Lenses of phlogopite associated with calcite, diopside and anhydrite, and late stage REE-rich calcite veins with zircon, titanite

and urano-thorianite crosscut the calc-magnesian complex. U–Pb dating of zircon from a metasomatic calcite vein gave respectively ages of 516 ± 10 Ma (Andriamarofahatra and de La Boisse, 1986) and 523 ± 5 Ma (Paquette et al., 1994) which is the latest Pan-African event in the area.

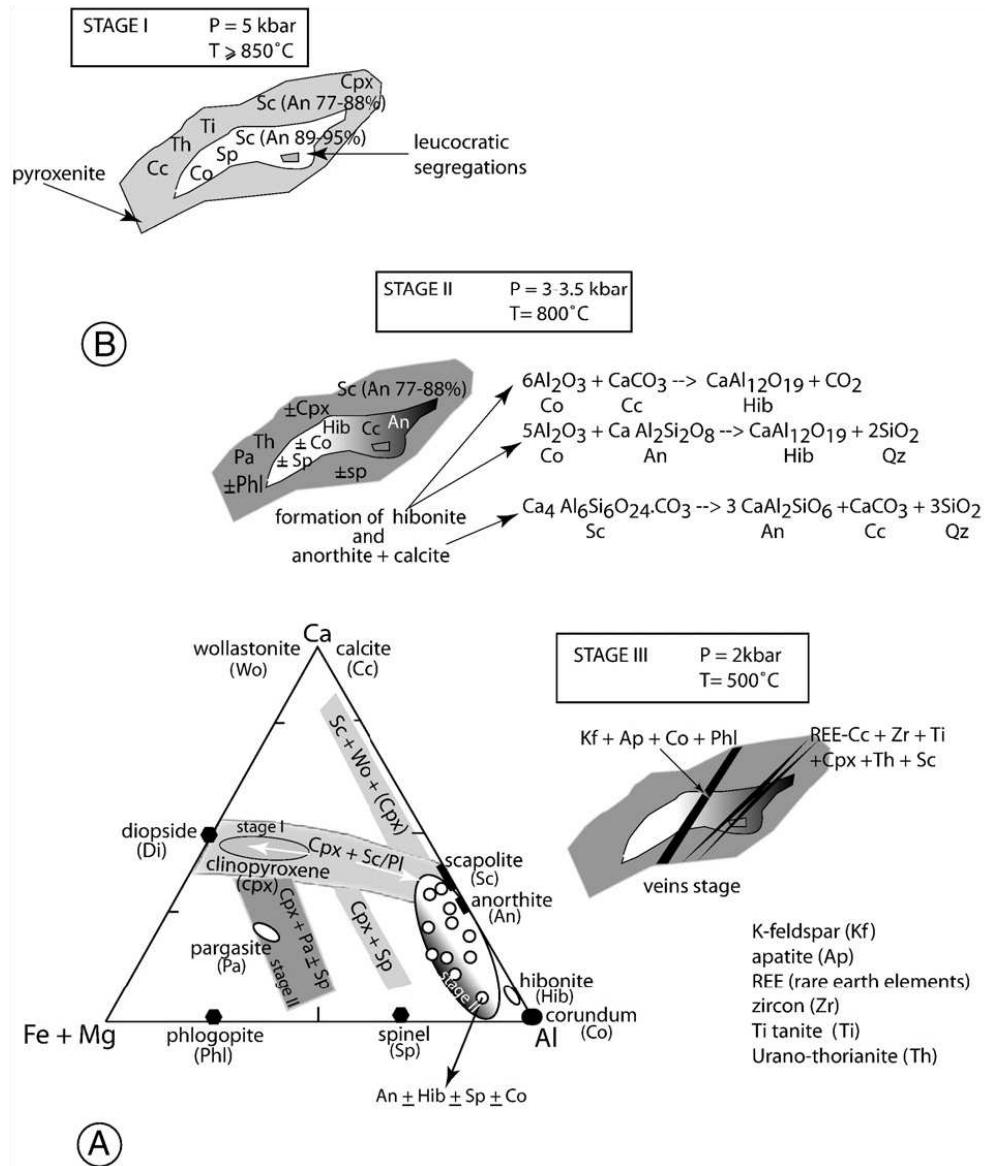


Fig. 13. The U-Th-corundum-bearing skarn deposits from the Tranomaro area (Rakotondrazafy et al., 1996). (A) Al-(Fe+Mg)-Ca diagram showing the distribution of the different assemblages of the calc-magnesian and skarn rocks from stages I and II of skarn metasomatism. (B) The three stages of skarn formation with stage I metasomatism (leucocratic segregation in clinopyroxenite), stage II (formation of hibonite and anorthite+calcite assemblages) and stage III (retrograde and fracturing stage with REE-bearing calcite veins and gem sapphire-K-feldspar bearing veins).

At this late stage, blue gem sapphire from the Andronandambo area crystallized in late K-feldspar veins cross-cutting marbles at $T \sim 500^\circ\text{C}$ and $P \sim 2$ kbar (Ravolomiandrinarivo et al.,

1997). The CO₂-rich mineralising fluid phase was in equilibrium with the granulite mineral paragenesis of the skarn (Ramambazafy et al., 1998). The veins are vertical with cm- to dm-scale



Fig. 12. Skarn deposits and “sakenite” occurrences of southeast Madagascar. (A) Corundum-spinel±hibonite-bearing plagioclase vein formed at the border of a phlogopite-bearing clinopyroxenite (Bekinana deposit, Tranomaro area). The size of the corundum crystals decreases from the border to the centre part of the vein. The crystals totally transformed into spinel (sp) at the edge of the vein are embedded in a plagioclasic matrix (pl). Hibonite crystallized at the expense of corundum (c) and spinel. (B) Detail of photograph (A) showing the spinel corona (sp) formed around the corundum (c). (C) The “sakenite” of the Vohidava occurrence. Association of sapphire (s), phlogopite (phl) and radioactive minerals (rm) in a plagioclasic matrix. (D) Scapolitite (Sc) with a plagioclase segregation (pl) made of hibonite (h) and pink sapphire (s) at Analalava (skarns of the Tranomaro area). (E) Blue sapphire deposit excavations in the Andranoboaka mine. Gem sapphire is carried by K-feldspar veinlets that crosscut the hibonite-corundum-bearing skarn. (F) Aspect of a clinopyroxenite enclave in an impure limestone (Andranoboaka mine).

width. Sapphire is associated with K-feldspar, fluorapatite, calcite and phlogopite. At the border of the veins, marbles are feldspathized. The stability of the K-feldspar+corundum+calcite is controlled by the equilibria: muscovite \leftrightarrow Kfeldspar+corundum+water and anorthite+CO₂ \leftrightarrow calcite + corundum+H₂O.

In early 1952, the French geologist Hibon reported small eluvial sapphire associated with hibonite south of Andranondambo village. The first deposit was discovered at Esiva in 1991 (Fig. 10). News of the discovery of a rich sapphire deposit spread quickly and in 1995 thousands of miners rushed to the area. In 1996 around 10,000 miners were estimated to be working in pits (Fig. 12E). Prospectors dug pits up to 15 m deep and 50 to 80 cm wide, at Andranondambo, Antirimena, Analalava and Andranomitrohy (Fig. 11) in an area of more than 7000 km².

2.2.5. Deposits in “sakenites”

The term “sakenite” was defined by Lacroix (1941), for a rock at Sakeny, north of Ihosy (Fig. 1). It is a high-grade granuliticmetamorphic white- to greenish rock composed of anorthite \pm corundum \pm spinel \pm sapphirine \pm phlogopite \pm amphibole (edenite) \pm clinopyroxene \pm zircon (Fig. 12C). Other occurrences were discovered in southern Madagascar including Vohidava, Anavoha (Fig. 3E), and in the hibonite-thorianite-bearing skarns at Tranomaro (Bekinana occurrence, Fig. 12A). These rocks are plagioclase, with nearly pure anorthite and often a coronitic texture due to the partial or complete replacement of corundum porphyroblasts by spinel (Figs. 3F and 12B), or spinel+hibonite, spinel+sapphirine, K-feldspar+spinel, anorthite +sapphirine. At Sakeny, Devouard et al. (2002) identified platelets of musgravite (BeMg₂Al₆O₁₂) in the spinel-sapphirine corona surrounding corundum. Nearby, “sakenites” are intercalated with Al-rich paragneisses, amphibolites and clinopyroxenites. The main bench is 10 min width and 5 km long. At Vohidava, the “sakenite” level is contained in a series of impure marble, clinopyroxenite and paragneiss; the contact of the “sakenite” with the surrounding rock is diffuse and the level is 1 m wide and several meters long. At Bekinana in the Tranomaro area, the plagioclase containing corundum, spinel and hibonite is injected into a clinopyroxenite; the contact is diffuse and crosscuts the metamorphic foliation. The size of the injection varies from only 10 mm to several metres.

At Sakeny, “sakenites” display petrographic variations within a single bench, with local predominance of one mineral species. Lacroix (1941) distinguished sapphirine, spinel, spinel+sapphirine-bearing “sakenites” (Fig. 3G, I) and sometimes “anorthitic corundumite” (anorthite+corundum) and “corundumite” (Fig. 3H). Lacroix considered “sakenites” as a product of high-grade metamorphism of clay-rich marls. Devouard et al. (2002) favoured

metamorphism/metasonatism of clay-rich limestones. However, such plagioclase-corundum associations are also described for plumbosite, i.e., desilicified pegmatites as in northern Transvaal (Robb and Robb, 1986). The chemical composition of “anorthitic corundumite” (Lacroix, 1941) i.e., 12.3 wt.% SiO_2 and 73.6 wt.% Al_2O_3 , implies a loss of silica with drastic enrichment of alumina from the host rock, whether a marl, a clay-rich limestone or a mafic rock with a pegmatite. Nevertheless, residual quartz in the “sakenites” is not reported unlike pegmatite-related corundum deposits. The process of desilication resulted in the formation of plagioclase and corundum from an aluminium-bearing rock. The calcium content of up to 19 wt.% for a plagioclase from Sakeny (Lacroix, 1941) is the result of a process of calcification whereby calcium was extracted from the host rock (marl, clay-rich limestone or mafic rock) and the surrounding rocks (amphibolite, clinopyroxenite and paragneiss). The redistribution of Si, Ca and Al characterised alkali metasomatism at high temperature in the granulite facies.

“Corundumites” are generally found as pebbles and rounded blocks in rivers and appear in the Beforona region within the Sahamoloto, Tsarafosa, Ivoloina and Marorofy rivers, and in the Vatomandry and Saka regions (Lacroix, 1922a). They are composed of grey to pinkish crystals or masses of corundum which sometimes contain spinel (Fig. 3H), muscovite, tourmaline and sillimanite. “Corundumite” was described at Sakeny with masses of anorthite. The crystals of corundum are whitish to yellowish with inclusions of clinopyroxene (Fig. 3F).

2.3. Placer deposits in basaltic provinces

The sapphire placer deposits in the Antsiranana province are about 70 km south of Antsiranana city, in the Anivorano and Ambondromifehy area, and in Nosy-Be Island (Fig. 1). In 1996, blue-violet, blue, greenish blue, greenish yellow and yellow (BGY) sapphires were discovered near Ambondromifehy. Local miners dug around the roots of trees or pits up to 10m deep to reach sapphire in consolidated sediments (Fig. 14A). The deposit soon became a prolific source of commercial quality stones, but between 1996 and 2000, only two mining companies set up operations. The IMA group/Suzannah company recovered 350 kg of corundum of which 15% were faceted (Schwarz et al., 2000).

Sapphire-bearing alluvial materials filled voids and cracks in a shallow karst developed on Jurassic Ankaratra limestone and arenites south of the volcanic massif of the Montagne d'Ambre (Fig. 15). All gem-bearing sediments are cemented by secondary carbonates (the Maromikotra, Sanaderikely and Ambohangimamy deposits are contained in limestones) or quartz (the Maventibao deposit is contained in arenites) within palaeoplacers. The conglomerates

are composed of fragments of red to orange zircon (hyacinthe variety), sapphire, angular carbonate, rounded iron oxide and ferruginous pisolith as well as products originating from the

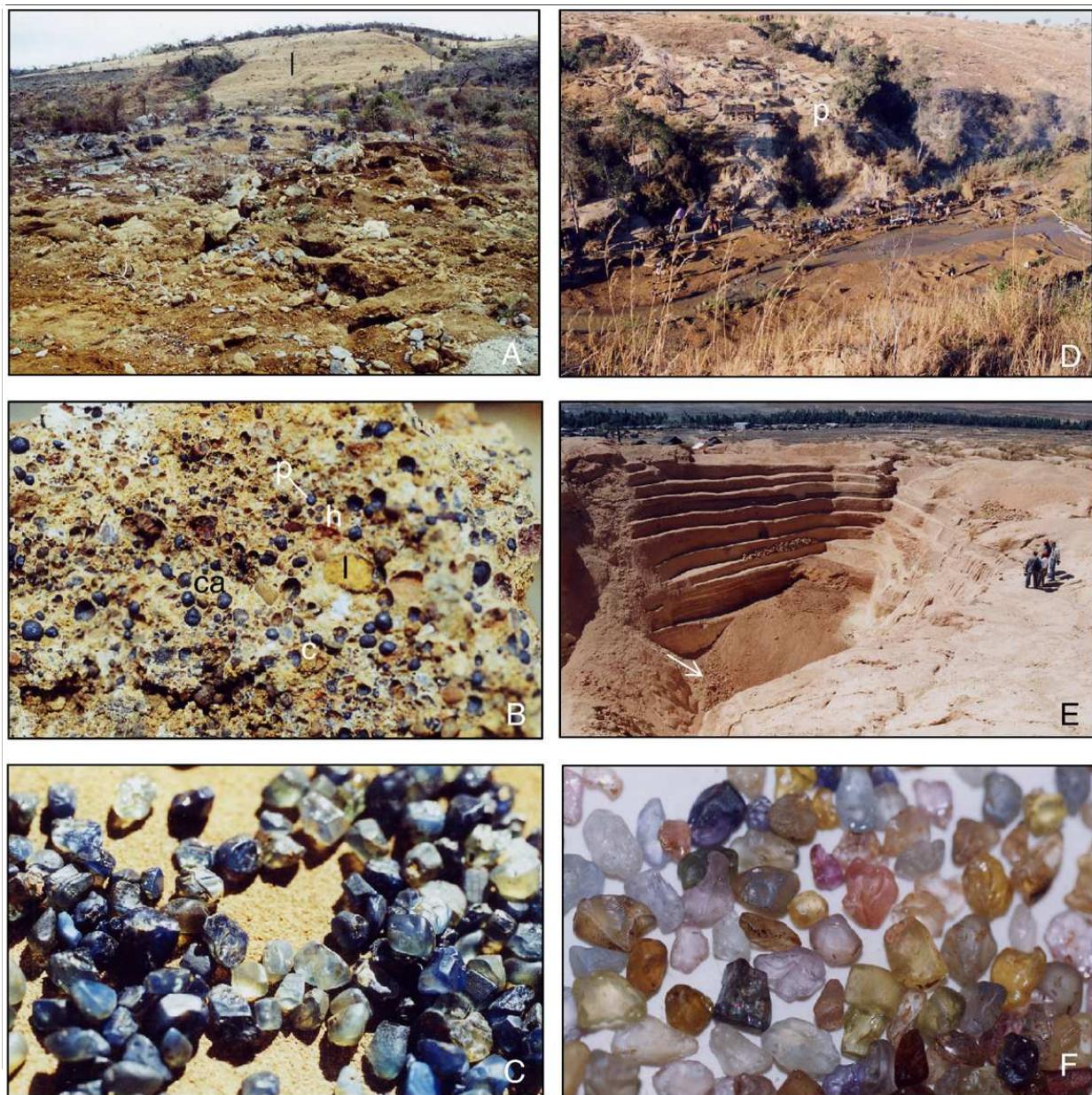


Fig. 14. Placer deposits in Madagascar. (A) General view of the Maromikatra prospecting pits (Ambondromifehy area, northern Madagascar). The sapphire deposit comprises a succession of superficial pits up to 5 m deep, dug within soil and karst structures within the Jurassic limestones (l). (B) Aspect of the mineralised paleoplacer facies made of ferruginous pisoliths (p), limonite nodules (l), hematite (h), calcareous fragments (c) which are cemented by carbonates (ca). Size of the limonitic nodule is ca. 2 cm. (C) The “Blue-Green-Yellow” sapphires from the Maventibao prospecting pits (Ambondromifehy area). The crystals have an average size of 5 to 10 mm. (D) The sapphire placer deposit of Manumbo Vaovao in August 2003, 30 km South of Ilakaka town, and discovered in February 2003. View of the pits in an old alluvial terrace (p) and the washing of the extracted material in the Andondoza river. (E) Vertical view of the Ilakaka placer at the site called “La Banque Suisse”. The gem-gravel levels are reached by a succession of banks which keep the mining site in good condition. The position of the gem-gravel levels are indicated by the arrow. (F) The multicoloured sapphires from the Ilakaka placers. The size of the crystals is between 6 to 10 mm.

stripping of a ferruginous cuirasse (Fig. 14B). The orange to red zircon crystals are generally rounded but with sub-euhedral habits and up to 20mm in size. The sapphire crystals are elongated, barrel-shaped and most are rounded, corroded and broken at both ends. The hexagonal dipyramid ω or z is the dominant form combined with the basal pinacoid c . Smaller faces of the rhombohedron r and of additional hexagonal dipyramid n are common (Schwarz et al., 2000). Rough sapphires show distinct colour zoning within crystals (polychrome sapphire) and many have milky white or blue areas and some are translucent (Fig. 14C). The mechanized operation from the ABFG mine at Anivorano nord, between 1998 to mid-2000, permitted the definition of the colour distribution and the average weight of the ore (Schwarz et al., 2000): dark blue to bluish green sapphires represented 88% of the rough, and the range 0.1 to 0.5 grams yielded 70% of the weight production; crystals weighing more than 1 g corresponded to 11% of the production. The mine extracted 3 to 5 kg of gem-quality corundums in a 10-hour shift, but only 17% of the rough was suitable for heat treatment and cutting. About 5 kg of rough sapphire from the ABFG mine would be expected to yield 900 carats of faceted stones, that is to say 3.6% of the rough.

The crystal morphology, colour distribution, internal growth patterns and mineral inclusions of these sapphires are reminiscent of Australian “BGY sapphire” and the alkali basalts are thought to have transported the corundum to the surface (Superchi et al., 1997; Schwarz et al., 2000). The area contains 3500 km² of Cenozoic volcanic rocks. The 35-km wide volcanic flows include basalts, tuffs, pozzolanas and pyroclastites which contain xenoliths, mainly of dunite and lherzolite. Recent prospecting and field work failed to locate any sapphire-bearing basalt flows in the Montagne d'Ambre volcanics. Nevertheless, Lacroix (1922a) noted the presence of a big crystal of sapphire, zircon and spinel associated with hornblende and syenitic xenoliths in basaltic scoria at Lake Mahery from the Montagne d'Ambre, and one crystal from the island of Nosy Mitsio which is constituted of basanite, phonolite and trachyte.

Two new sapphire deposits found in 2001, occur in Nosy-Be Island and the Andovokonko area on the Ambato Peninsula (Fig. 16). Nosy-Be sapphires were discovered by local villagers mainly in the alluvium of small creeks in the Befotaka area and are now exploited by the CanaAlta Gems company (Rhamdhor and Milisenda, 2004). The “BGY-sapphires” are found in alluvial loess in a pebble level formed of basalt, sapphire and zircon located 1 m above the granitic bedrock. At the Andovokonko deposit, sapphire is found on the basalt surface covered by calcrete crust, and in tidal flats.

Alluvial corundum deposits in the southeastern part of the Ankaratra volcanic massif in the Antsirabe area (Fig. 1) were described by Lacroix (1922a). Ruby was exploited at

Andranomadio, ruby and sapphire at Andriankely but blue, green and yellow sapphire at different localities (Ampitatafika, Vohimena, Ambatotsipihana, Maroparasy, Sambaina, Ambohimandroso, Iankiana, Vontovorona, Mahanoro, Faratsiho, Vakinakaratra and Belambo). Nowadays, recent alluvial placers are always recovered by locals in river and soil. The BGY sapphire deposits of Kianjanakanga–Mandrosohasina and the ruby deposit of Antsabotraka are mined from sedimentary deposits made of basaltic and phonolitic pebbles cemented by lateritic soils. The “BGY sapphires” have barrelshaped crystals, often somewhat broken, rounded and corroded.

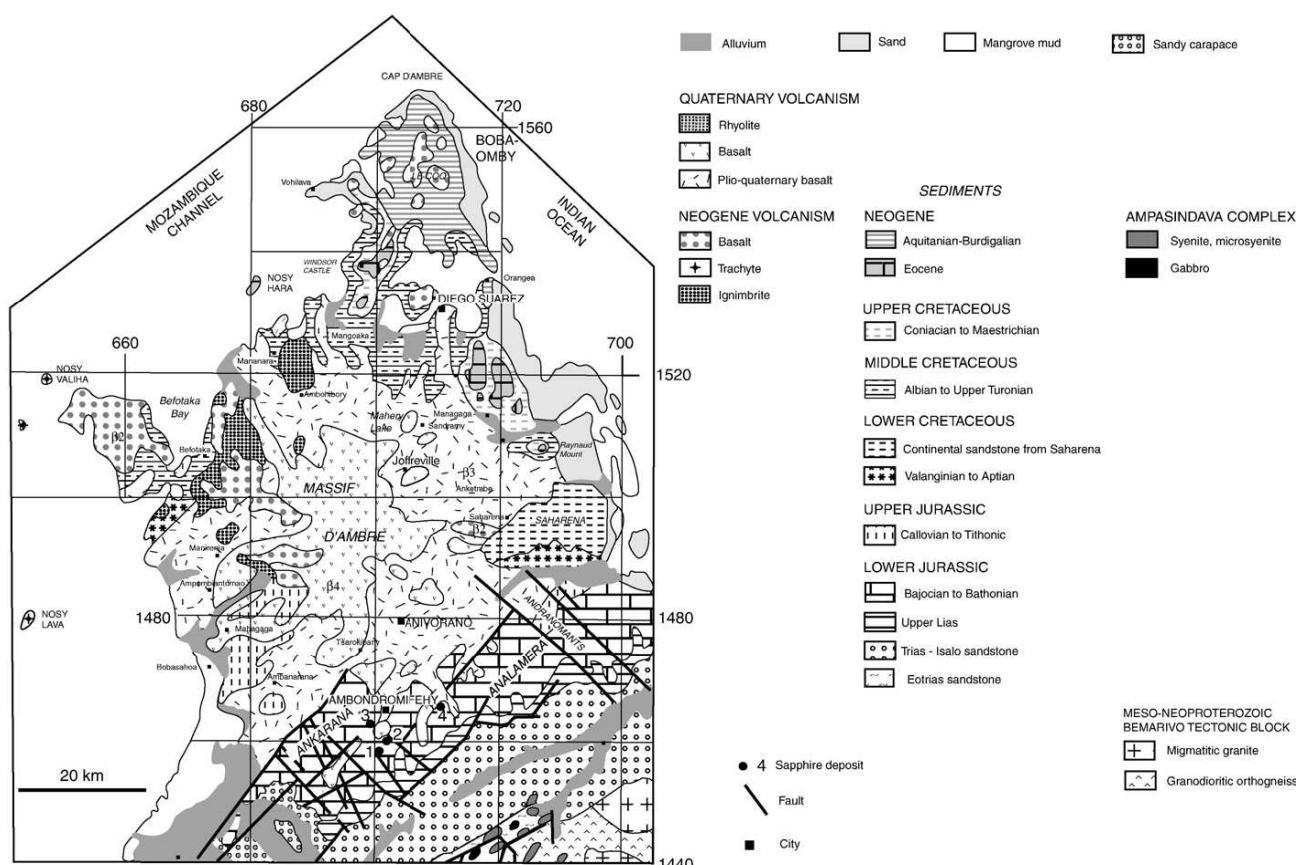


Fig. 15. Geological map of the Montagne d'Ambre massif with the location of the main placer deposits of the Ambondromifehy area (map of Diego Suarez 1, scale of 1: 200,000 modified from Besairie, 1971). 1: Maventibao, 2: Maromikatra, 3: Sanaderikely, 4: Ambohangimamy.

2.4. Placer deposits of unknown origin

New deposits found in 2000 in the area of Vatomandry and Andilamena (Fig. 1) drastically changed ruby production in Madagascar. Vatomandry is about 140 km south of the town of Toamasina. The mining area, which comprises alluvial deposits, is mostly a private concession not accessible to foreigners. Preliminary investigations of ruby from Vatomandry by Schwarz and Schmetzer (2001) showed no growth structures, the presence of rutile needles and

numerous zircon crystals, and high iron contents comparable to those of “basaltic ruby” from Thailand.

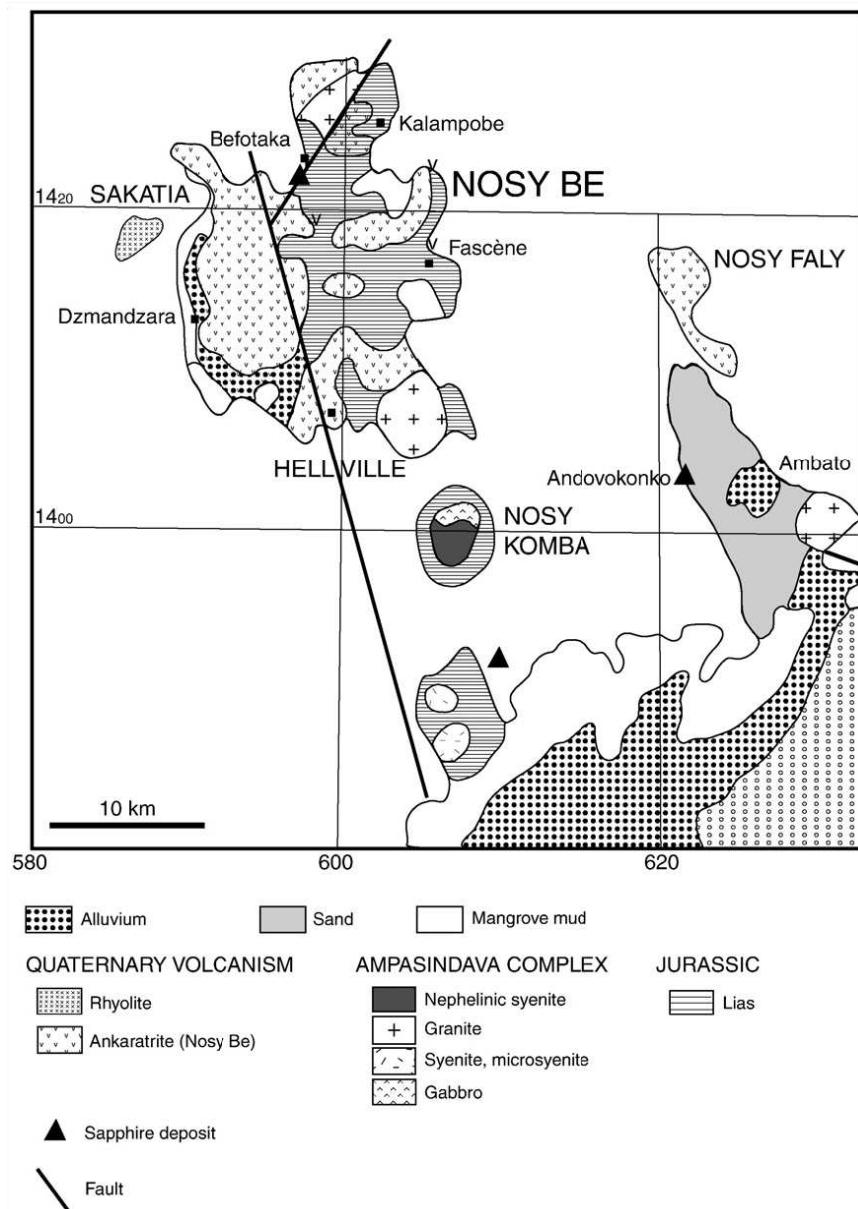


Fig. 16. Geological map of the Nosy-Be Island and the Ambato Peninsula with the location of the placer deposits of Befotaka and Andovokonk (Map of Diego Suarez 1, scale of 1: 500,000 modified from Besairie, 1971).

Andilamena, ca. 240 km NE of Antananarivo, hosts alluvium and primary deposits in a tropical forest. Up to now, geological information was lacking, but the recent visit to the mining district by V. Pardieu (Gübelin Gem Lab) has permitted us to clarify the following points: i) ruby and sapphires were first found in alluvial deposits, ii) ruby and sapphires are found in deep holes dug into primary deposits that represent the main economic production. Although the corundum host rocks are highly weathered, they comprise fuchsite-bearing mafic rocks, biotite schists and

kaolinite-bearing rocks. Rubies are found in mafic rocks and/or biotite schists developed upon them. Sapphires are restricted to veins of quartz-free kaolinite-bearing rocks that crosscut the mafic rocks. The oxygen isotopic composition of ruby from Andilamena ($0.5 < \delta^{18}\text{O} < 4\text{\textperthousand}$; Giuliani et al., 2007), which overlaps the range of mafic rocks ($1.25 < \delta^{18}\text{O} < 4\text{\textperthousand}$), confirms the preliminary field observation.

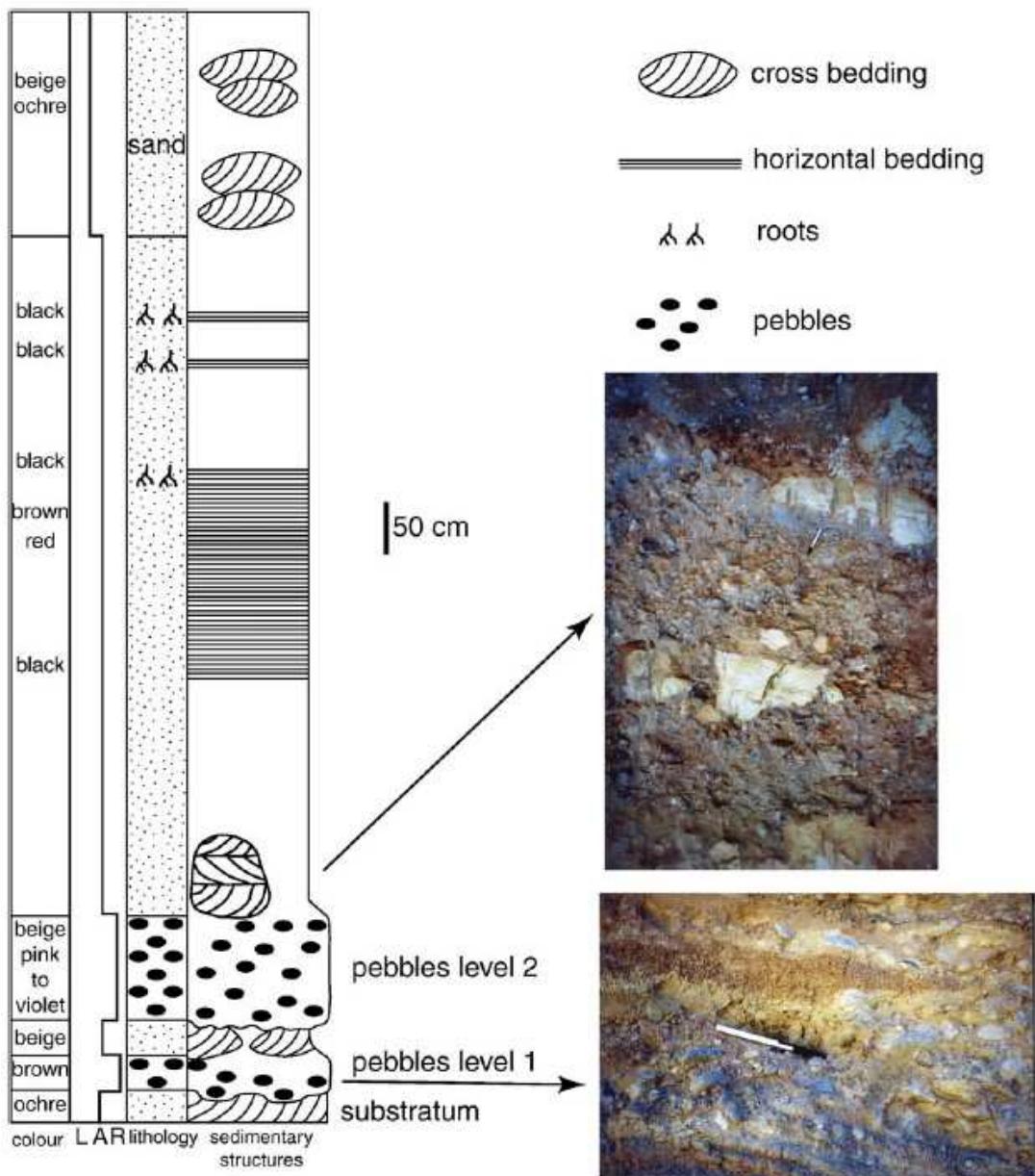


Fig. 17. Lithological section of the gem-bearing terraces exploited in the Vohimena Talo placer, Ilakaka district. L: lutite, A: arenite, R: rudite.

The Miarinarivo placer 30 km south of Ambalavao city (Fig. 6) contains pinkish to brownish corundum in a large volume of alluvium. The crystals are largely preserved with their hexagonal habit during alluvial transport. The primary source is unknown; and regionally the

Precambrian basement comprises gneiss, quartzite and amphibolite intruded by syenite, gabbro and anorthosite.

2.5. The giant Ilakaka placer deposit in a sedimentary basin

The Ilakaka mining district is located in the Isalo massif, between the cities of Sakaraha and Ilakaka (Fig. 6). Other districts lie north of Ilakaka and near Bezaha, 120 km SW of Ilakaka. The giant alluvial deposit was discovered in late 1998 at the side of the RN 7 highway. The ensuing rush of locals and immigrants opened up several mining zones between Ilakaka and Sakaraha, including Sakalama, Ampasimamitaka, Vohimena, Bekily and Manombo Vaovao (Fig. 14D). The deposits are generally exploited by illegal miners using 1-m diameter shafts reaching up to 20 m in depth, with windlass systems, washing gravels in pans and removing the stones from the sieves by hand. Some deposits are exploited in open pits following benches to reach the mineralized zones (Fig. 14E). In summer 2000, only two legal operators were working with classical washing plants (Garnier et al., 2004).

The deposits produce very fine blue, pink, blue-violet, violet, purple, orange, yellow and translucent sapphires (Fig. 14F), along with zircon, alexandrite, topaz, garnet, spinel, andalusite and tourmaline. Test mining during 38 days of production (Gem Mining Resources, 2002) realised approximately 43 kg of gemstones, comprising 4% of other gemstones, volcanic glasses, and rubies, and 96% of sapphires with 58% of pink sapphires, 30% of blue sapphires, and 8% of other coloured sapphires (yellow, padparadscha, green). The operators exploit the alluvial terraces of the Ilakaka and Benahy rivers which lie on and are derived from the Triassic Isalo sandstones. These poorly consolidated quartziferous sands contain pebbles of ferruginous sandstone (laterite), rounded blocks of Isalo sandstone and quartz, quartzite and schist pebbles (Garnier et al., 2004). On the Benahy river, three levels of gemmiferous terraces locally called “lalambato” are found (Fig. 17). In the bottom terrace gemstone concentrations reach up to 5 to 7 g/m³ for the mechanized exploitations. The concentration in some terraces exploited by washing and hand-recovery reached about 10 g/m³. They correspond to deep potholes or sinuous meanders which are not accessible for mechanical exploitation. River sands, sampled in the stream bed, contain between 0.2 and 2.1 g/m³ of sapphire. This alluvial concentration results from the erosion of old terraces.

3. Discussion

The primary gem corundum deposits form two distinct groups, magmatic and metamorphic. Magmatic deposits consist of syenite and alkali-basalt types. Ruby in the gabbroic

and clinopyroxenite xenoliths of the Soamiakatra alkaline basalt sheds light on rubies in basaltic-derived placers found worldwide. Such xenocrysts originally formed in mafic metamorphic rocks under mantle conditions (Sutthirat et al., 2001; Garnier et al., 2005). The oxygen isotope compositions of rubies including those of Soamiakatra confirmed this hypothesis (Giuliani et al., 2005; Yui et al., 2006). The Soamiakatra deposit demonstrates that one source of ruby is mantle garnet clinopyroxenites (Rakotosamizanany, 2003). The blue, green and yellow sapphires as mingled in Madagascar placers are common worldwide (Sutherland et al., 1998b), and their origin is in debate (Giuliani et al., 2007). In the Montagne d'Ambre massif, the palaeoplacers are contained in Jurassic limestone karsts and the conglomerates apparently lack fragments of basalts. In the Ankaratra region, the deposits are mined in rivers and lateritic soils which contain basaltic and phonolitic pebbles.

The sapphire-bearing syenite deposit of Beforona includes sillimanite and is an “endomorphic syenite” (Lacroix, 1922a); the magmatic character of the mineral assemblage is not proven. Retromorphic textures especially feldspathic coronas suggest a metasomatic origin for the sapphire.

Nearly all the types of corundum metamorphic deposits described worldwide (Garnier et al., 2004) are found in Madagascar, except for rubies hosted in marbles as found in the Himalayan and Tanzanian metamorphic belts (Hänni and Schmetzer, 1991). The control of such deposits is lithological (Garnier et al., 2004) and dependent of the presence of evaporite intercalation in pure and impure limestone horizons from a carbonate platform. Spinel and sapphires are found in marble and “cipolin” in Madagascar (Lacroix, 1922a), so that studies of the origin and chemistry of marbles in Neoproterozoic metasedimentary series from southern Madagascar will aid prospecting targeting such types of deposit.

The sapphire deposits associated with desilicified granite or pegmatite occur in the central and southern parts of Madagascar, in mica schist in the Anjomakely area (Lacroix, 1922a) and in amphibolite in the Vohitany district (Andriamamonjy, 2006). In both deposits, corundum is hosted by biotite schists and feldspar rocks such as plagioclase or microcline, and fluid circulation is recorded through cm- to dm-wide conduits and intense fluid-rock K- and Ca-metasomatism. All the corundum-bearing biotite–sillimanite mica schists described by Lacroix in the Antsirabe and Vatomandry areas result from metasomatic transformation of schists. In the southern Neoproterozoic metamorphic belt of Madagascar, all these sites are systematically located in a shear-zone corridor. The importance of shearing and fluid flow was stressed by Pili et al. (1997a,b) who proposed a mantle fluid circulation into the major shear zones and a crustal fluid contribution in minor ones.

The nature of the percolated host-rock will define new types of corundum deposits. Two new types of Madagascan metamorphic gem corundum deposits are described here: sapphire in biotite schists developed upon feldspathic gneisses (Sahambano and Zazafotsy deposits) and ruby and polychrome sapphire in cordierites intercalated within charnockites (Ambatomena and Iankaroka deposits). These deposits lie within shear zones and corundum is linked to fluid circulation through channels along fractures, foliation planes and lithological contacts. Similar deposits also occur in the Neoproterozoic Karur–Kangayam gemstone belt in southern India (Santosh and Collins, 2003), but differ in that the cordierites are associated with pegmatites.

Infiltrational metasomatism, whether from crustal or mantle fluids, is important in the granulitic domain of southern Madagascar (Pili et al., 1997a,b). Phlogopite deposits hosted by clinopyroxenites, phlogopite occurrences in marbles and “sakenites” illustrate perfectly the fluid-rock interactions in the metamorphic formations. Previously, phlogopite-rich clinopyroxenites were attributed to metasomatism of marls (Lacroix, 1941; de La Roche, 1958; Joo, 1972) but C- and O-isotopic studies of carbonates and pyroxene from clinopyroxenites and metabasites show that the initial protolith was metabasite (Pili, 1997). Outside the shear zones, marbles have isotopic compositions similar to their protolith values, and metabasites have mantle- $\delta^{13}\text{C}$ signatures. In major shear zones, the input of mantle CO₂ suggests that the structures are deep-rooted. In minor shear zones, marbles and their related skarns were affected by CO₂-devolatilisation and water-rich infiltration. However, large isotopic variations at the metre scale in the shear zones reflect the heterogeneous distribution of fluid flow (Pili, 1997). Significant phlogopite deposition in a major shear zone also suggests considerable input of H₂O into the conduit. “Sakenites” also represent infiltrational metasomatism but the original protolith was suggested to be a marl or clay-rich limestone (Lacroix, 1941; Devouard et al., 2002). The oxygen isotopic composition of corundum in “sakenites” from Sakeny, Vohidava and Ejeda (Table 1), however are within the $\delta^{18}\text{O}$ range ($4.9 < \delta^{18}\text{O} < 5.8\text{‰}$) which overlaps the $\delta^{18}\text{O}$ worldwide range of corundum hosted by mafic and ultramafic rocks ($3.2 < \delta^{18}\text{O} < 6.8\text{‰}$; Giuliani et al., 2007). This supports observations in the Tranomaro area, where the “sakenite” occurrence of Bekinana is formed at the expense of clinopyroxenite, and the Vohidava locality where clinopyroxenites are close to the “sakenite”.

“Corundumites” are generally found as pebbles in rivers, but occur in situ only in the “sakenite” of Sakeny in association with anorthosites (Lacroix, 1941). Crystals of corundum with a size up to 10 to 20 dm appear in the desilicified granites and feldspathised mica schists from the Antsirabe region, and in the Anjomakely, Vatondrangy, Vohitrakanga and Antandrokomby areas (Lacroix, 1922a). The $\delta^{18}\text{O}$ values of corundums from the Lacroix

collection “corundumites” from Anjomakely, Antohidrano and Ihosy are respectively 4.9, 3.95 and 5.4‰ (Giuliani et al., 2007). This again overlaps the $\delta^{18}\text{O}$ of mafic-ultramafic rocks indicating that such huge crystals are developed in mafic and ultramafic rocks affected by intense Ca-metasomatism (anorthitite).

The Andranondambo sapphire deposit in south-eastern Madagascar is related to skarn mineralisation (Rakotondrazafy, 1995). It has produced variable amounts of medium to top gem-quality blue sapphires since 1994. In the Tranomaro area, extensive sapphire occurrences formed at the two main stages of skarn formation (Fig. 13). However, the economic gem-sapphire is linked to the third stage of crystallisation formed during retrograde metamorphism (Rakotondrazafy et al., 1996). The K-feldspar veins cut the marbles and associated diopside-bearing calc-silicate rocks. In the rim of the vein, K-feldspar clearly crystallised at the expense of calcite and diopside which implies a high mobility of aluminium in addition to potassium and silica. Fluid inclusions in different minerals from gneisses, skarns and sapphire-bearing veins are CO_2 -rich (Ramambazafy et al., 1998). Fluids with high PCO_2 ($\text{XCO}_2 > 0.8$ mol.%) and PO_2 and low PH_2O are in equilibrium with the mineral assemblages. The C-and O-isotopic composition of the Tranomaro marbles have shown the crustal origin of these fluids and their probable relation with granitic magmatism (Boulvais et al., 1998). The infiltrated marbles and metasomatic clinopyroxenites do not record any contribution from a crustal C-source and the contribution of fluid infiltration is insignificant. The formation of the skarn in marble, however, results from the transport of Si, Mg, Th, U, Zr and REE by the metasomatic fluid. CO_2 -rich fluids are not a good candidate for the mobilisation and transport of such elements which are rather immobile. At high PCO_2 , the solubility of silica is low and a $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ -rich fluid may possibly transport the metals (Ramambazafy et al., 1998). Unmixing would produce a CO_2 -rich phase in equilibrium with a $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ brine (Gibert et al., 1998). With such a high CO_2 concentration in the fluid, the CO_2 -rich phase ($\text{XCO}_2 > 0.8$ mol.%; $P=5$ kbar and $T=600$ °C) would have to coexist with NaCl salt (Shmulovich and Graham, 1999).

The placers of Ilakaka represent an extreme mingling of ruby and sapphires from probably different origins. Pink and blue sapphires form over 88% of the production of gemstones but coloured sapphires and ruby of high-quality are also recovered. The possible origins of these gem corundums are discussed from geological considerations.

From the Upper Carboniferous to Mid-Jurassic (300 to 180 Ma), Madagascar was adjacent to East Africa with the Seychelles to the northeast (Lawler et al., 1992), and basins formed in connection with terrestrial rifts in Africa. Sedimentation covers about one third of Madagascar along its western extensional margin (de Wit, 2003), in sequences divided into the

Sakoa, Sakamena and Isalo Groups. The Isalo Group represents the upper part of the active rift depositional sequences, 1 to 6 km thick, made up of conglomerates and white sandstones, capped by Lower Triassic red-bed sequences. Giant gempalaeoplacers formed in the Isalo sandstones, so that corundum sources are older than 200 Ma and a Late Cenozoic alkali-basalt contribution can be excluded.

The Phanerozoic sedimentary sequences and the Isalo Group cover the Precambrian basement which was intensely reworked between 950 and 450 Ma, during Pan-African tectonometamorphic events (Kröner, 1984). The Ar–Ar ages obtained on the corundum host-rocks are between 487 and 494 Ma (Table 1) and the U/Pb age obtained on zircon from stage 3 of skarn metasomatism of Andranondambo (Fig. 13), contemporaneous with gem sapphire deposition, is between 510 and 523 Ma (Paquette et al., 1994). The proximal location of the Ilakaka gem corundum district to the sapphire-bearing Precambrian terranes (Fig. 6) and ages of primary corundum deposits, make the Neoproterozoic metamorphic rocks a good candidate for the detrital corundums. Primary ruby and pink sapphire deposits occur in mafic and ultramafic rocks of the Vohibory unit and in cordierites of the Androyan series. Trace elements in Ilakaka rubies plotted in the $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ vs. $\text{Cr}_2\text{O}_3/\text{Ga}_2\text{O}_3$ diagram fall into one group, within the metamorphic domain defined by Sutherland et al. (1998a, 2003) and overlap the domain defined by the metamorphic rubies of Soamiakatra.

Yellow and green sapphires are not yet known from the granulitic metamorphic rocks of Madagascar. The origin of the possible protoliths is still debatable from worldwide natural occurrences. Green and yellow sapphire of xenocryst origin are described in placers from alkali basalts (Sutherland et al., 1998b), the Garba Tula syenitic dyke (Simonet et al., 2004), the desilicified pegmatites in serpentinites from the Eastern African Neoproterozoic belt (Seifert and Hyrsl, 1999) and in amphibolitised gabbro associated with iolite at Malapatty in southern India (Santosh and Collins, 2003). An alkali basalt source is unlikely here but the three other origins are highly possible considering that pegmatites and mafic to ultramafic rocks are present in the Precambrian terranes of southern Madagascar.

Acknowledgements

This study was supported by the co-operative program IRD-University of Antananarivo-Faculté des Sciences entitled “Caractérisation géologique et gemmologique des gisements de rubis et saphirs de Madagascar”. The authors wish to thank IRD-UMR154LMTG, CRPG/CNRS, SUREC, University of Nancy I, UMR G2R and Ministère des Mines de Madagascar. We thank the Director of the UMR 7160 Minéralogie-Pétrologie, Professor J-P Lorand, from the Muséum

National d'Histoire Naturelle of Paris, for authorizing the study of samples from the Lacroix collection. We express special thanks to Dr. L. Sutherland for his constructive review that improved the clarity of the work.

References

- Ackerman, D., Windley, B.F., Razafiniparany, A., 1989. The Precambrian mobile belt of southern Madagascar. In: Daly, J.S., Cliff, R.A., Yardley, B.W.D. (Eds.), *Evolution of Metamorphic Belts*. Geological Society Special Publication, vol. 43, pp. 293–296.
- Andriamamonjy, S.A., 2006. Les corindons associés aux roches métamorphiques du Sud ouest de Madagascar: le gisement de saphir de Zazafotsy. Unpublished M.Sc. thesis, Antananarivo University, Madagascar, 103 pp.
- Andriamarofahatra, J., de La Boisse, H., 1986. Premières datations sur zircons du métamorphisme granulitique dans le Sud-Est de Madagascar. Abstracts Program 11ème Réunion des Sciences de la Terre, Clermont-Ferrand, p. 3.
- Besairie, H., 1966. Gîtes minéraux de Madagascar. Annales Géologiques de Madagascar, Fascicule XXXIV, Tananarive. . 437 pp.
- Besairie, H., 1967. The Precambrian of Madagascar. In: Rankama, S. (Ed.), *The Precambrian*. Interscience, London, pp. 133–142.
- Besairie, H., 1971. Carte Géologique 1: 500.000 Feuille Diego Suarez N°1. Service Géologique de Madagascar, Antananarivo.
- Besairie, H., Collignon, M., 1972. Géologie de Madagascar. Annales Géologiques de Madagascar. Presse Nationale de Tananarive. 463 pp.
- Boulvais, P., Fourcade, S., Gruau, G., Moine, B., Cuney, M., 1998. Persistence of premetamorphic C and O isotopic signatures in marbles subject to Pan-African granulite-facies metamorphism and U-Th mineralization (Tranomaro, Southeast Madagascar). *Chemical Geology* 150, 247–262.
- Caucia, F., Boiocchi, M., 2005. Corindone. I cromofori nei cristalli policromi di Amboarohy, Ihosy, Madagascar. Risultati degli studi microanalitici. *Rivista Mineralogica Italiana* 2, 126–129.
- Collins, A.S., Windley, B.F., 2002. The tectonic evolution of central and northern Madagascar and its place in the final assembly of Gondwana. *Journal of Geology* 110, 325–339.
- de La Roche, H., 1958. Contribution à l'étude géologique du socle cristallin de Madagascar (Système Androyen -Groupe de Daraina). Ph.D. thesis, Nancy University, France, 172 pp.
- Devouard, D., Raith, M., Rakotondrazafy, R., El-Ghazzi, M., Nicollet, C., 2002. Occurrence of musgravite in anorthite-corundum-spinel-sapphirine rocks (sakenites) from south Madagascar: evidence for a high-grade metasomatic event. 18th General Meeting of the International Mineralogical Association, Edinburgh, Scotland, Program with Abstracts, 207.
- de Wit, M.J., 2003. Madagascar: heads it's a continent tails it's an island. *Annual Review of Earth and Planetary Science* 31, 213–248.
- de Wit, M.J., Bowring, S.A., Ashwal, L.D., Randrianasolo, L.G., Morel, V.P.I., 2001. Age and tectonic evolution of Neoproterozoic ductile shear zones in southwestern Madagascar with implications for Gondwana studies. *Tectonics* 20, 1–45.
- Duclos, J., 1927. Corindon Fanovana. Archives du Service Géologique de Madagascar, B 115. Garnier, V., Giuliani, G., Ohnenstetter, D., Schwarz, D., 2004. Saphirs et rubis. Classification des gisements de corindon. *Le Règne Minéral* 55, 4–47.
- Garnier, V., Ohnenstetter, D., Giuliani, G., Fallick, A.E., Phan Trong, T., Hoang Quang, V., Pham Van, L., Schwarz, D., 2005. Age and genesis of sapphires from the basaltic province of Dak Nong, southern Vietnam. *Mineralogical Magazine* 69, 21–38.
- Gem Mining Resources, 2002. Ilakaka Test mine. www.gmrcorp.com/page/ilakaka.html.
- Gibert, F., Guillaume, D., Laporte, D., 1998. Importance of fluid immiscibility in the H_2O – $NaCl$ – CO_2 system and selective CO_2 entrapment in granulites: experimental phase diagram at 5–7 kbar, 900 °C and wetting textures. *European Journal of Mineralogy* 10, 1109–1123.
- Giuliani, G., Fallick, A.E., Garnier, V., France-Lanord, Ch., Ohnenstetter, D., Schwarz, D., 2005. Oxygen isotope composition as a tracer for the origins of rubies and sapphires. *Geology* 33, 249–252.

- Giuliani, G., Fallick, A.E., Rakotondrazafy, M., Ohnenstetter, D., Andriamamonjy, A., Ralantsoarison, Th., Rakotosamimanany, S., Razanatseheno, M., Offant, Y., Garnier, V., Dunaigre, Ch., Schwarz, D., Mercier, A., Ratrimo, V., Ralison, B., 2007. Oxygen isotope systematic of gem corundum deposits in Madagascar: relevance for their geological origin. *Mineralium Deposita* 42, 251–270.
- Gübelin, E.J., Peretti, A., 1997. Sapphires from the Andanondambomine in SEMadagascar: evidence for metasomatic skarn formation. *Journal of Gemmology* 25, 453–516.
- Hänni, A.H., Schmetzer, K., 1991. New rubies from the Morogoro area, Tanzania. *Gems and Gemology* 27 (3), 156–167.
- Hottin, G., 1976. Présentation et essai d'interprétation du Précambrien de Madagascar. *Bulletin du Bureau des Recherches Géologiques et Minières* 55 (1-2), 251–289.
- Joo, J., 1972. Le mica industriel de Madagascar. Contexte métallogénique et conjoncture économique. Unpublished Ph.D. thesis, Clermont-Ferrand University, France, 427 pp.
- Kiefert, L., Schmetzer, K., Krzemnicki, M.S., Bernardt, H.-J., Hänni, H.A., 1996. Sapphires from the Andranondambo area, Madagascar. *Journal of Gemmology* 25, 185–209.
- Koivula, J.I., Kammerling, R.C., Fritsch, E., 1992. Sapphires from Madagascar. *Gems and Gemology* 38, 203–204.
- Kröner, A., 1984. Late Precambrian plate tectonics and orogeny: a need to redefine the term Pan-African. *African Geology* 5, 23–28.
- Lacroix, A., 1922a. Minéralogie de Madagascar. In: Challamel, A. (Ed.), Tomes 1, 2, 3. Paris.
- Lacroix, A., 1922b. Sur une syénite à corindon et sillimanite formée par endomorphisme de granite. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* 174, 899–904.
- Lacroix, A., 1941. Les gisements de phlogopites de Madagascar et les pyroxénites qui les renferment. *Annales Géologiques du Service des Mines* (Imprimerie officielle, Tananarive) 115 pp.
- Lawler, L.A., Gahagan, L.M., Coffin, M.F., 1992. The development of palaeoseaways around Antarctica. In: Kennett, J.P., Warnke, D.A. (Eds.), The Antarctic paleoenvironment: a perspective on global change. Pt 1 V.56. *Antarctic Research Series*. American Geophysical Union, Washington D.C., pp. 7–30.
- Martelat, J.E., Nicollet, C., Lardeaux, J.M., Rakotondrazafy, R., 1997. Lithospheric tectonic structures developed under high-grade metamorphism in the southern part of Madagascar. *Geodinamica Acta* 10, 94–114.
- Martelat, J.E., Lardeaux, J.M., Nicollet, C., Rakotondrazafy, R., 2000. Strain pattern and late Precambrian deformation history in southern Madagascar. *Precambrian Research* 102, 1–20.
- Mercier, A., Rakotondrazafy, M., Ravolomiandrinarivo, B., 1999. Ruby mineralization in southwest Madagascar. *Gondwana Research* 23, 433–438.
- Milisenda, C.C., Henn, U., 1996. Compositional characteristics of sapphires from a new find in Madagascar. *Journal of Gemmology* 28, 198–209.
- Moine, B., Rakotondratsima, C., Cuney, M., 1985. Les pyroxénites à urano-thorianite du Sud-Est de Madagascar: conditions physico-chimiques de la métasomatose. *Bulletin de Minéralogie* 108, 325–340.
- Nicollet, C., 1985. Les gneiss rubanés à cordiérite et grenat d'Ihosy: un marqueur thermobarométrique dans le sud de Madagascar. *Precambrian Research* 28, 175–185.
- Nicollet, C., 1986. Saphirine et staurotide riche en magnésium et chrome dans les amphibolites et anorthosites à corindon du Vohibory Sud, Madagascar. *Bulletin de Minéralogie* 109, 599–612.
- Nicollet, C., 1990. Crustal evolution of the granulites of Madagascar. In: Vielzeuf, D., Vidal, Ph. (Eds.), *Granulites and crustal evolution*. Kluwer, Dordrecht, pp. 291–310.
- Offant, Y., 2005. Caractérisation pétrographique et minéralogique du gisement à saphir de Sahambano (Madagascar). MSc thesis University Paul Cézanne, Aix-en Provence, France 33 pp.
- Paquette, J.L., Nédélec, A., Moine, B., Rakotondrazafy, M., 1994. U–Pb single zircon Pb-evaporation and Sm–Nd isotopic study of a granulite domain in SE Madagascar. *Journal of Geology* 102, 523–538.
- Pezzotta, F., 2005. Rubini e Zaffiri. Corindoni policromi di Amboarohy, Ihosy, Madagascar. *Rivista Mineralogica Italiana* 2, 116–124.
- Pham Van, L., Hoáng Quang, V., Garnier, V., Giuliani, G., Ohnenstetter, D., Lhomme, T., Schwarz, D., Fallick, A.E., Dubessy, J., Phan Trong, T., 2004. Gem corundum deposits in Vietnam. *Journal of Gemmology* 29, 129–147.

- Pili, E., 1997. Distribution et transfert des fluides à l'échelle de la lithosphère continentale. Unpublished Ph.D. thesis, Lyon I University, France, 251 pp.
- Pili, E., Ricard, Y., Lardeaux, J.M., Sheppard, S.M.F., 1997a. Lithospheric shear zones and mantle-crust connections. *Tectonophysics* 280, 15–29.
- Pili, E., Sheppard, S.M.F., Lardeaux, J.M., Martelat, J.E., Nicollet, C., 1997b. Fluid flow versus scale of shear zones in the lower continental crust and the granulite paradox. *Geology* 25, 15–29.
- Pouchou, J.-L., Pichoir, F., 1991. Quantitative analysis of homogenous or stratified microvolumes applying the model “PAP”. In: Kerrich, K.F.J., Newbury, D.E. (Eds.), *Electron probe quantification*. Plenum Press, New York, pp. 31–75.
- Rakotondrazafy, A.F.M., 1995. La hibonite ($\text{CaAl}_{12}\text{O}_{19}$) du sud-est de Madagascar. Caractères et modalités de formation dans les skarns à thorianite du faciès granulite. Unpublished Ph.D. thesis, University Toulouse III-Antananarivo, 195 pp.
- Rakotondrazafy, A.F.M., Moine, B., Cuney, M., 1996. Mode of formation of hibonite ($\text{CaAl}_{12}\text{O}_{19}$) within the U–Th skarns from the granulites of S–E Madagascar. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 123, 190–201.
- Rakotondrazafy, A.F.M., Moine, B., Giuliani, G., Razanatseheno, M.O., Rakotosamizanany, S., Schwarz, D., Ravololomiandrinarivo, B., Ralantoorison, L.T., Andriamamonjy, S.A., 2005. Gem corundum deposits in Madagascar. *Geological Society of America Abstracts with Programs* 37 (7), 499.
- Rakotosamizanany, S., 2003. Les gisements de rubis de Soamiakatra: caractères minéralogiques - gemmologiques - conditions de formation (au Sud d'Antanifotsy). Unpublished M.Sc. thesis, University of Antananarivo, Madagascar, 74 pp.
- Rakotosamizanany, S., Rakotondrazafy, A.F.M., Giuliani, G., Ohnenstetter, D., Moine, B., 2005. Les gisements de rubis de Soamiakatra: caractères minéralogiques, gemmologiques et conditions de formation. *Forum de la Recherche, Ministère de l'Education Nationale et de la Recherche Scientifique*, 30 mars -1 avril, Toamasina, Madagascar, Résumé, p. 82.
- Ralantoorison, L.T., 2006. Les corindons associés aux roches métamorphiques du Sud de Madagascar: le gisement de saphirs de Sahambano (Sud-Est d'Ihosy). Unpublished M.Sc. thesis, University of Antananarivo, Madagascar, 100 pp.
- Ramambazafy, A., Moine, B., Rakotondrazafy, A.F.M., Cuney, M., 1998. Signification des fluides carboniques dans les granulites et les skarns du Sud-Est de Madagascar. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* 327, 743–748.
- Ravolomiandrinarivo, B., Rakotondrazafy, A.F.M., Moine, B., 1997. Pétrographie des roches à saphir de la région d'Andranondambo, S-E de Madagascar. *Proceedings UNESCO-IUGS-IGCP 348/368 International Symposium and Field Workshop on Proterozoic Geology of Madagascar*, p. 2.
- Razafimanantsoa, A., 1961. Rapport sur le gisement de corindon d'Ambohitranefitra (Sud de Beforona). *Archives du Service Géologique de Madagascar*, A 1745.
- Razanatseheno, M.O., Rakotondrazafy, M., Ravololomiandrinarivo, B., Moine, B., Giuliani, G., Ohnenstetter, D., Ralantoorison, T., Andriamamonjy, A., 2005. Pétrographie des roches à rubis et à saphir du socle cristallin métamorphique du sud de Madagascar. *Forum de la Recherche, Ministère de l'Education Nationale et de la Recherche Scientifique*, 30 mars -1 avril 2005, Toamasina, Madagascar, Résumé, p. 81.
- Rhamdhor, R., Milisenda, C.C., 2004. Neue Vorkommen von Saphir-Seifenlagerstätten auf Nosy-Bé, Madagaskar. *Zeitschrift der Deutschen Gemmologischen Gesellschaft* 53 (4), 143–158.
- Robb, L.J., Robb, V.M., 1986. Archaean pegmatite deposits in the north-eastern Transvaal. In: Anhaeusser, C.R., Maske, S. (Eds.), *Mineral deposits of Southern Africa*. Geological Society of South Africa, Johannesburg, pp. 437–449.
- Salerno, S., 1992. Minéraux et Pierres de Madagascar. *Revue de Gemmologie. Association Française de Gemmologie* 111, 9–10.
- Santosh, M., Collins, A.S., 2003. Gemstone mineralization in the Palghat–Cauvery shear zone system (Kakur–Kangayam belt), southern India. *Gondwana Research* 6, 911–918.
- Schwarz, D., Schmetzer, K., 2001. Rubies from the Vatomandry area, eastern Madagascar. *Journal of Gemmology* 27, 409–416.
- Schwarz, D., Petsch, E.J., Kanis, J., 1996. Sapphires from the Andranondambo region, Madagascar. *Gems and Gemology* 32, 80–99.
- Schwarz, D., Kanis, J., Schmetzer, K., 2000. Sapphires from Antsiranana Province, Northern Madagascar. *Gems and Gemology* 36 (3), 216–233.

- Seifert, A.V., Hyrsl, J., 1999. Sapphire and garnet from Kalalani, Tanga province, Tanzania. *Gems and Gemology* 35, 108–120.
- Shmulovich, K.I., Graham, C.M., 1999. An experimental study of phase equilibria in the system $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$ system at 800 °C and 9 kbar. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 136, 247–257.
- Simonet, C., Paquette, J.L., Pin, C., Lasnier, B., Fritsch, E., 2004. The Dusi (Garba Tula) sapphire deposit, Central Kenya — a unique Pan-African corundum-bearing monzonite. *Journal of African Earth Sciences* 38, 401–410.
- Superchi, M., Donini, A., Muzzioli, D., Roman, E., 1997. Sapphire occurrences at Ambondromifehy on the Antsiranana province, North Madagascar. *Proceedings International Gemmological Conference, Idar-Oberstein*, Abstract volume, pp. 62–63.
- Sutherland, F.L., Schwarz, D., Jobbins, E.A., Coenraads, R.R., Webb, G., 1998a. Distinctive gem corundum from discrete basalt fields: a comparative study of Barrington, Australia, and west Pailin, Cambodia, gem fields. *Journal of Gemmology* 26, 65–85.
- Sutherland, F.L., Hoskin, P.W.O., Fanning, C.M., Coenraads, R.R., 1998b. Models of corundum origin from alkali basalt terrains: a reappraisal. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 133, 356–372.
- Sutherland, F.L., Coenraads, R.R., Schwarz, D., Raynor, L.R., Barron, B.J., Webb, G.B., 2003. Al-rich diopside in alluvial ruby and corundum-bearing xenoliths, Australian and SE Asian basalt field. *Mineralogical Magazine* 67, 717–732.
- Sutthirat, C., Saminpanya, S., Droop, G.T.R., Henderson, C.M.B., Manning, D.A.C., 2001. Clinopyroxene-corundum assemblages from alkali-basalt and alluvium, eastern Thailand: constraints on the origin of Thai rubies. *Mineralogical Magazine* 65, 277–295.
- Windley, B.F., Razafiniparany, A., Razakamanana, T., Ackerman, D., 1994. Tectonic framework of the Precambrian of Madagascar and its Gondwana connections: a review and reappraisal. *Geologische Rundschau* 83, 642–659.
- Yui, T.F., Wu, C.M., Limkatrun, P., Sricharn, W., Boonsoong, A., 2006. Oxygen isotope studies on placer sapphire and ruby in the Chanthaburi–Trat alkali basaltic gemfield, Thailand. *Lithos* 86, 197–211.

Chapitre III :

ETUDES TECTONOMETAMORPHIQUES DE LA

PARTIE SUD DE SOCLE PRECAMBRIEN

MALGACHE

Chapitre III : ETUDES TECTONOMETAMORPHIQUES DE LA PARTIE SUD DE SOCLE PRECAMBRIEN MALGACHE

Le socle précambrien malgache est constitué généralement par des roches métamorphiques à différentes intensités et des roches magmatiques dont la majeure partie est des roches granitiques. Dans la partie Sud de Madagascar, il est composé respectivement de l'Est en Ouest par cinq unités tectonométamorphiques selon les subdivisions proposées par le PGRM (2008) : le domaine d'Antananarivo, le domaine d'Ikalamavony, le domaine Androyen, le domaine Anosyen et l'unité de Vohibory (figure III.1). Ce sont des domaines appartenant aux reliques de croûte continentale ancienne (de Wit, 2003) qui ont été affectées par l'orogénèse panafricaine (Kröner et al, 1999 ; Meert et al, 2003 ; Collins, 2006 ; Jöns et Schenk 2008). Ils sont essentiellement constitués par des roches métamorphisées dans le faciès granulite avec des températures de 750 – 850°C et des pressions de 8 à 12Kbar (Nicollet 1986, 1990 ; Martelat et al., 1998 ; Jöns et Schenk 2008).

Dans cette partie, nous allons décrire les caractéristiques des différentes structures tectoniques, des ensembles lithologiques de certains domaines granulitiques à partir d'une synthèse de différents manuscrits.

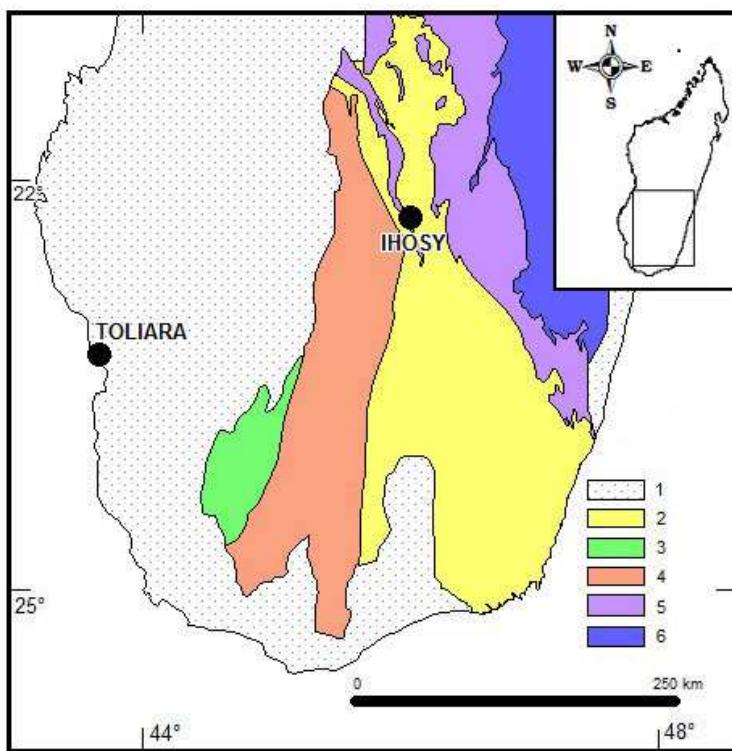


Figure III.1: Les unités tectonométamorphiques du Sud de Madagascar (modifié d'après PGRM, 2008). 1- couverture sédimentaire, 2- domaine Anosyen ; 3- unité de Vohibory ; 4- domaine Androyen ; 5- domaine d'Ikalamavony ; 6- domaine d'Antananarivo

III.1 DONNEES DES STRUCTURES TECTONIQUES

La mise en place des domaines granulitiques du Sud malgaches est associée aux raccourcissements continentaux durant l'amalgamation du Gondwana (Martelat, 1998, Martellat et al., 2000, Meert et al., 2003, Collins, 2006, Emmel et al., 2008). Cette zone a été considérée comme issue de plusieurs déformations des arcs insulaires formés à 850-520 Ma (PGRM, 2008) ou 850-420 Ma (Emmel et al., 2008).

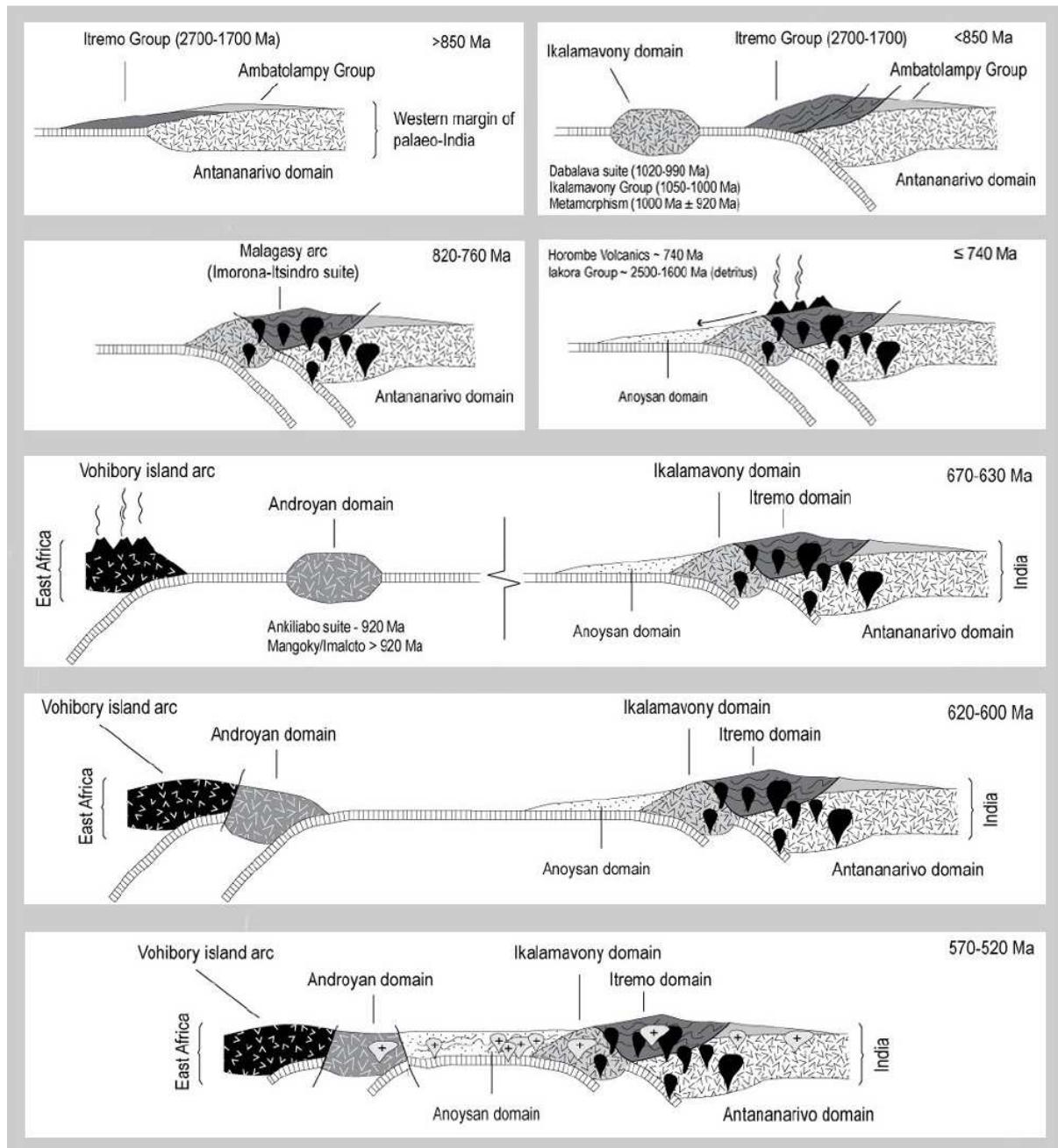


Figure III.2 : Les différentes étapes de raccourcissement des domaines granulitiques du Sud malgaches lors des événements Ouest-Africains (PGRM, 2008).

Le PGRM (2008) a proposé les différentes étapes de la formation des domaines granulitiques du sud de Madagascar (Figure III.2). La formation de bloc d'Antananarivo-Itremo-Ikalamavony-Anosyen se produisait successivement entre 850 et 630 Ma (Cox et al., 2001, 2004) et il était associé au bloc Indien (Cox et al, 2004, Collins, 2006). L'ensemble du domaine Adroyen et de l'arc Néoprotérozoïque de Vohibory a été lié avec le Continent Est Africain entre 670 et 600 Ma résultant de l'Orogénèse Est Africain. Vers 570 et 520 Ma, une collision entre ces deux blocs se serait passée durant la formation du Supercontinent Gondwana (Collins et Pisarevsky, 2005 ; Collins, 2006 ; Jönhs et Schenk, 2008). Il est noté qu'aucune trace de déformation panafricaine tardive n'a été trouvée dans le domaine de Vohibory (Jönhs et Schenk, 2008). Il a été seulement déformé vers 620 Ma (Jönhs 2006 ; Jönhs et Schenk, 2008). L'ensemble de raccourcissement continental du socle du Sud malgache se présente sous forme des arcs au niveau des zones de subduction.

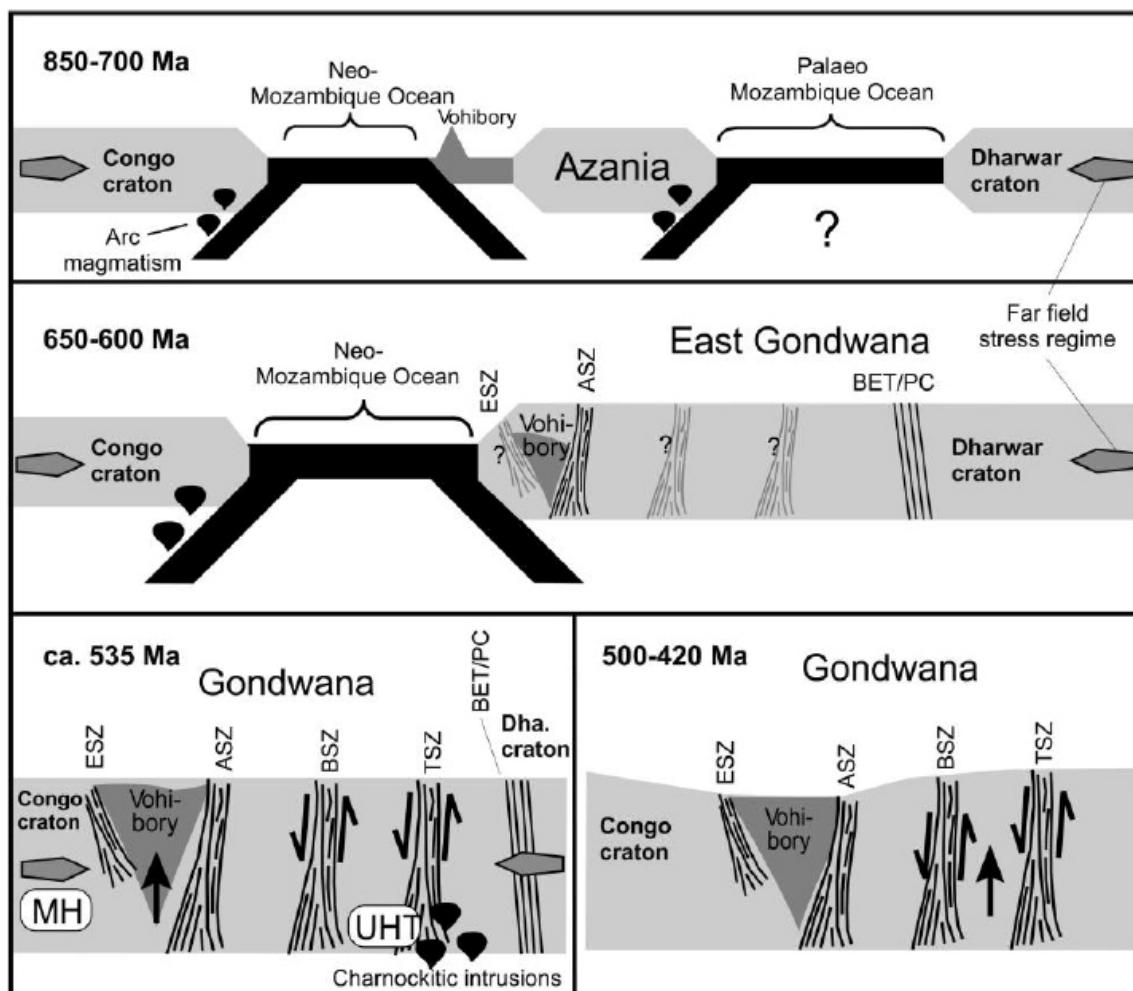


Figure III.3 : Schémas montrant la formation des domaines granulites du Sud de Madagascar (Emmel et al, 2008).

Selon Emmel et al., (2008), la région sud était formée à partir des trois blocs (Congo, Azania, Dharwr) séparé par l’Océan du Mozambique entre 850-700 Ma. Elle se présentait sous forme d’arcs insulaires. Une collision entre l’Azania et le craton de Dharwar formant le Gondwana Est se produisait entre 650-600 Ma durant l’orogénèse Est Africain. Vers 535-420 Ma, une autre collision entre le Gondwana Est et le bloc du Congo aurait entraîné la formation de socle du Sud de Madagascar correspondant à la collision du reste de Gondwana (figure III.3).

Ces phénomènes décrits précédemment ont entraîné la formation de toutes les différentes structures tectoniques observées dans les domaines granulitiques de Sud. Ce sont généralement des raccourcissements Est-Ouest associés à des tectoniques souples montrés par les différents types de plis (ouverts, fermés, transposés), des tectoniques cassantes comme des failles et décrochements et aussi des grandes zones de cisaillement (Martelat, 1998, Martelat et al., 2000). Ces zones de cisaillement sont considérées comme témoins des orogénèses Est Africains et tardi-panafricains, elles auraient été actives durant ces événements panafricains (Martelat, 1998, Martelat et al., 2000 ; Goncalves et al., 2004).

Les structures tectoniques de ces domaines granulites du Sud sont complexes (figures 20). Elles sont composées des différents types de trajectoires des foliations (S1, S2), des plis (F1, F2), des linéations (L1, L2), des déformations finies (D1, D2), des zones de cisaillement et des fractures (Martelat 1998 ; Martelat et al., 2000).

Une superposition de deux champs de déformation finie qui correspond aux événements panafricains a été identifiée : (1) D1 est caractérisée par des structures à plat, une linéation d’étirement Est-Ouest et un aplatissement vertical dominant, (2) D2 définit comme une phase de déformation postérieure avec des plis ouverts ou isoclinaux à axes légèrement pentés Nord-Sud et la verticalisation des plans D1 (Martelat et al., 2000).

Les zones de cisaillements correspondent à des foliations régulièrement orientées Nord-Sud, des ellipses allongées, des pendages subverticaux (Martelat 1998 ; Martelat et al., 2000) et des linéations horizontales de paragénèses granulitiques (saphirines, spinelle-quartz,...) (Pili, 1997). Elles sont souvent associées aux plis fermés ou ouverts, serrés et aux plis déracinés des structures circulaires (Martelat, 1998).

En dehors des zones de cisaillement, des zones moins déformées montrent des formes ovoïdes qui pourraient correspondre à des intrusions magmatiques. Les trajectoires de foliations sont faiblement plissées (Martelat, 1998, Martelat et al., 2000).

Selon Martelat (1998), la plus part des zones de cisaillement identifiées sont orientées de N 000 à N 020. La zone de Ranotsra décrite récemment comme un ensemble de déformations non profondes (Schreurs et al., 2009) est orientée N140. Ces zones de cisaillement sont de 10 à

25km de large et plus de 100km de long. Les sept zones de cisaillement (ZC) rencontrées dans le Sud sont : ZC d'Ifanadiana considérée comme prolongement de la ZC d'Angavo, ZC de Tranomaro, ZC de Beraketa, ZC d'Ampanihy, ZC d'Ejeda, ZC de Zazafotsy et ZC de Bongolava-Ranontsara (figure III.4).

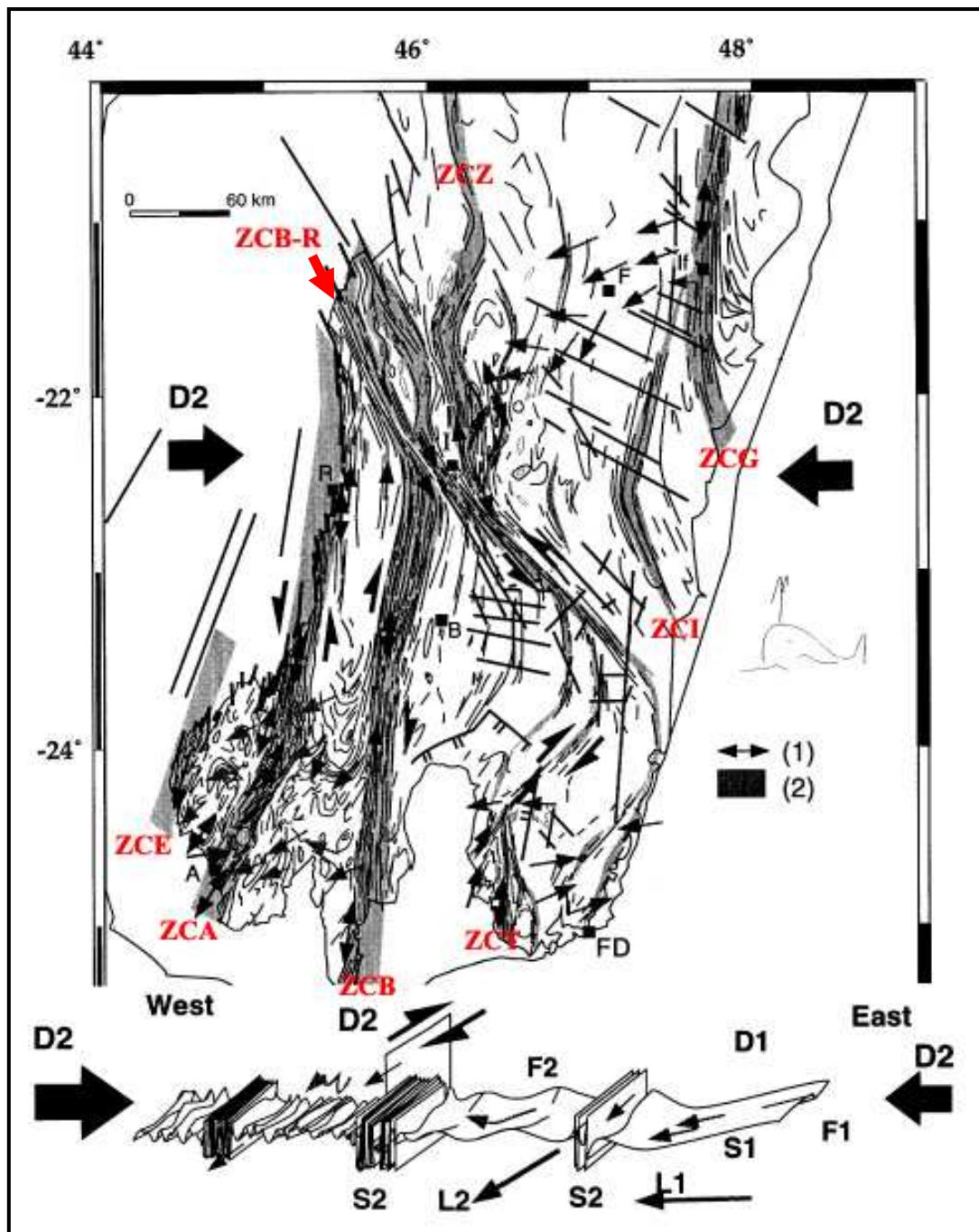


Figure III.4 : Carte tectonique de la zone Sud de Madagascar (Martelat, 2000)

D1 et D2 : champs de déformation, S1 et S2 : plans de foliation, L1 et L2 : linéations ; F1 et F2 : plis, ZC : zones de cisaillement matérialisées par les trajectoires de foliations (ZCG = Angavo, ZCI = Ifanadiana, ZCZ = Zazafotsy, ZCB-R = Bongolava-Ranontsara, ZCT = Tranomaro, ZCB = Beraketa, ZCA = Ampanihy, ZCE = Ejeda).

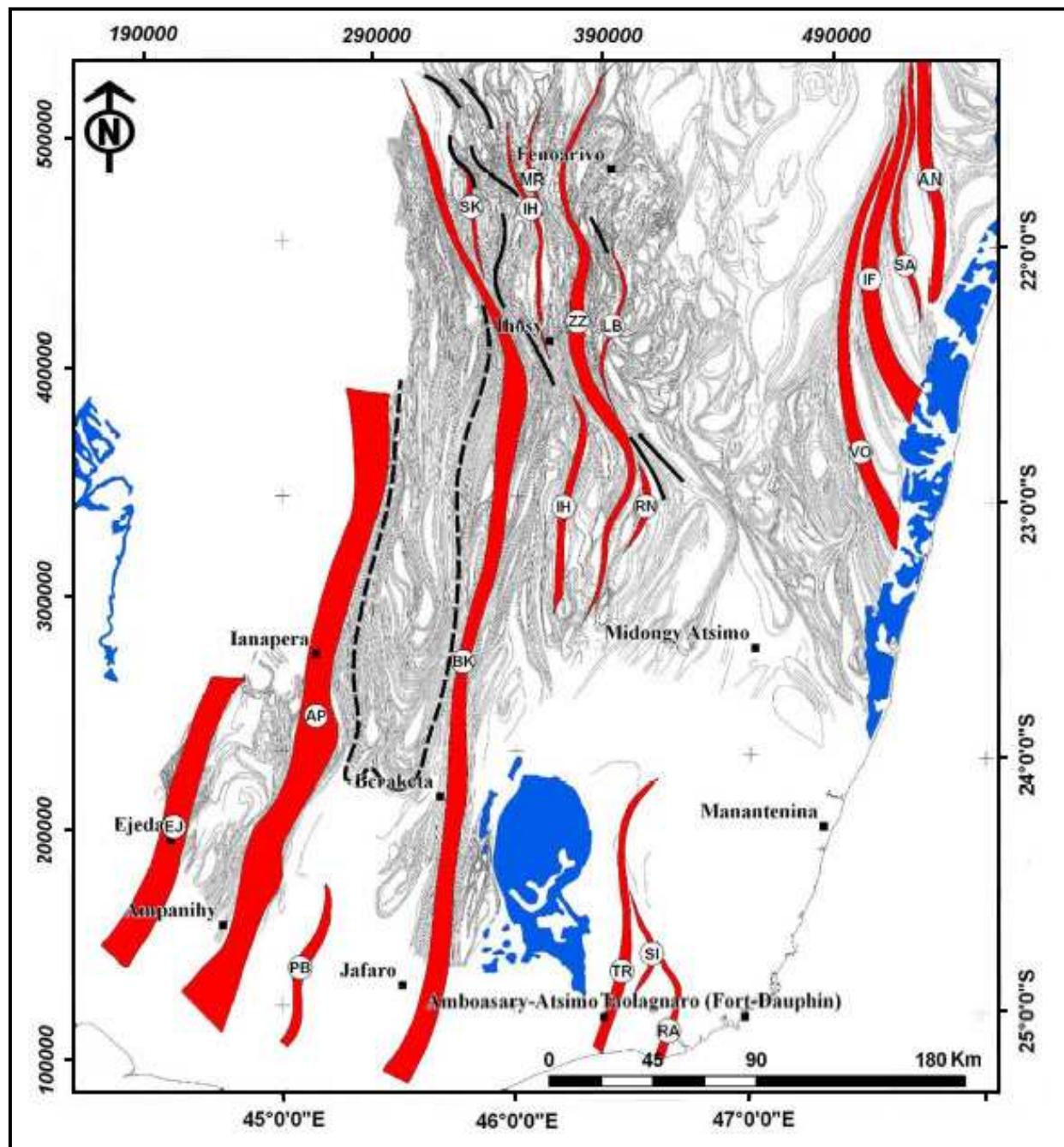


Figure III.5 : Carte de nouvelle position des zones de cisaillement dans le Sud de Madagascar (Randrianasolo, 2009). Les principaux zones de cisaillement sont : EJ : Ejeda, AP : Ampanihy, PB : Potobato, BK : Beraketa, TR : Tranomaro, SI : Silama, RA : Ranopiso, SK : Sakeny, MR : Morarano, IH : Ihosy, ZZ : Zazafotsy, LB : Lamboany, VO : Vondrozo, IF : Ifanadiana, SA : Sahalalona, AN : Angavo ; en traits noirs : directions compatibles de la défexion de Bongolava-Ranontsara ; en pointillé : zone de cisaillement de géométrie complexe ; zone en bleu foncé : massifs volcaniques.

Récemment, Randrianasolo (2009) a proposé une nouvelle délimitation des zones de cisaillement (figure III.5). Les zones de cisaillement majeures sont de 5 à 15 km de large et plus de 350 km de long, les zones de cisaillement mineures mesurent de 1 à 3 km de large et

inferieure à 140 km de long. La zone de cisaillement de Bongolava-Ranontsara décrit dans la littérature n'existe pas car elle n'est qu'une déflexion (causé par de relais des failles inférieur à 60km de long) des zones de cisaillement majeures (N°0) de Zazafotsy et d'Ihosy. A part les zones de cisaillement étant déjà définis (Ejeda, Amapanihy, Beraketa, Tranomaro, Silama, Ranopiso, Ihosy, Zazafotsy, Ifanadiana, Angavo), cinq nouvelles zones de cisaillement majeures et mineures ont été proposées : Ihosy et Vondrozo, Sahalalona, Potobato, Sakeny, Morarano et Lamboany.

III.2 LES UNITES LITHOTECTONIQUES GRANULITIQUES DU SUD

Les zones granulitiques du Sud sont formées par quatre domaines : Ikalamavony, Anosyen, Androyen, Vohibory. Les zones d'étude (Zazafotsy et Ambatomena) se situent dans la partie méridionale de cet ensemble qui est formé par les domaines d'Ikalamavony, Anosyen et Androyen. Chaque domaine se divise en plusieurs types de formation (figure III.6).

III.2.1 Le domaine d'Ikalamavony

Il comporte un ensemble de formation qui sont datées au Mésoprotérozoïque (1600-1000 Ma) pour le terrain métamorphiques (groupe d'Ikalamavony) et au Néoprotérozoïque (820- 520 Ma) pour les roches intrusives (PGRM, 2008).

Le groupe d'Ikalamavony est composé de sept formations métamorphiques: (1) la formation d'Ampatsakana qui est caractérisée par des leptynites à biotite, (2) la formation de Ranomena correspondant à des amphibolites rubanées à magnétite et clinopyroxène, (3) la formation de Manambondro et (4) Lamboany qui comporte des micaschistes rubanés à grenat et à biotite, (5) la formation de Beseva renfermant des gneiss à biotite et hornblende, des leptynites et un peu de lits métapelitiques à sillimanite, (6) la formation de Bekisopa qui est constituée par des roches mafiques à hornblende, pyroxène et biotite avec un peu de lits métapelitiques à sillimanite, (7) la formation de Betainamboa qui correspond aux cipolins intercalés avec des niveaux d'amphibolites et de quartzites (PGRM, 2008).

Les roches intrusives sont constituées par des granites orthogneissiques et des gabbros (suite d'Imorona), d'âges 820-760 Ma et aussi des granites (suite d'Ambalavao) qui sont datés à 550-520 Ma (PGRM, 2008).

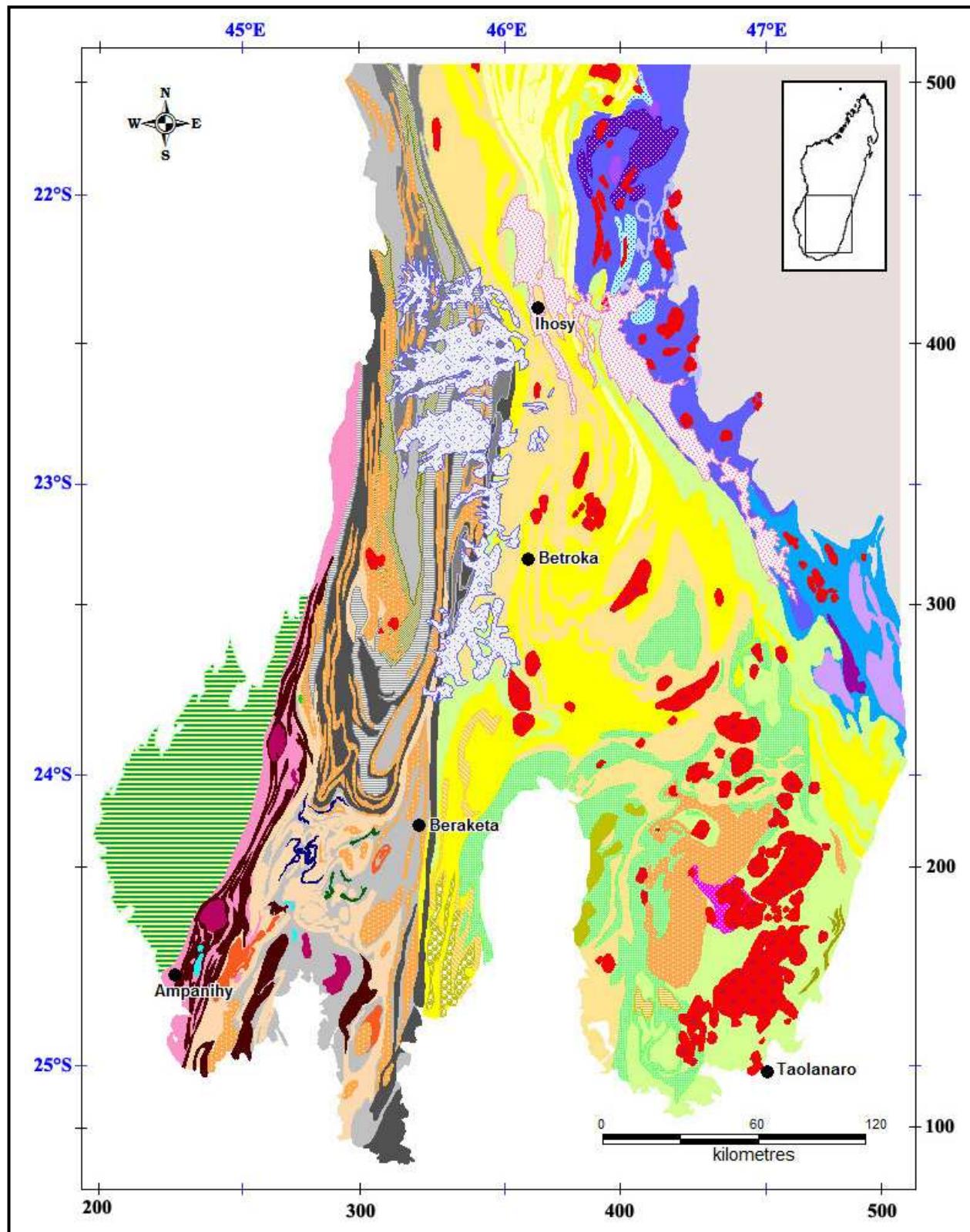
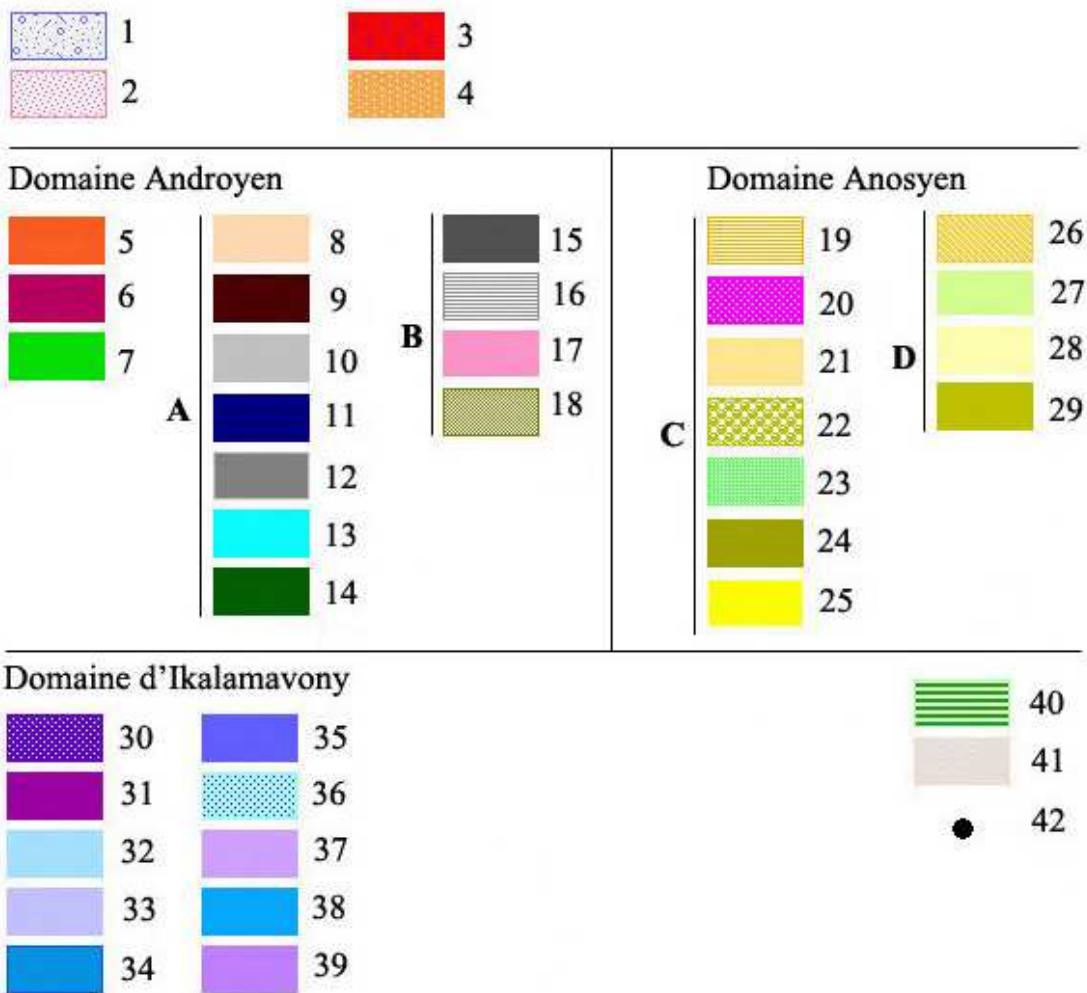


Figure III.6 : Carte lithologique des domaines granulitiques du Sud de Madagascar (modifié d'après PGRM, 2008).

La légende se trouve dans la page suivante.

LEGENDE :



1- alluvions récentes (Quaternaire) ; 2- grès à stratification entre croisée (Néogène) ; 3- granite (550-520 Ma) ; 4- orthogneiss granitique (570 Ma) ;

- DOMAINE ANDROYEN : roches intrusives (920) : 5- *orthogneiss granitique*, 6- *anorthosites*, 7- *péridotites/pyroxénites* ; groupe de Mangoky : 8- *formation de Menarandra*, 9- *formation de Tranoroa*, 10- *formation de Bekily*, 11- *formation d'Ankaranabo*, 12- *formation d'Ilalana*, 13- *formation de Besoso*, 14- *formation de Liolambo* ; groupe d'Imaloto : 15- *formation de Zombitse*, 16- *formation d'Isoanala*, 17- *formation de Fangorano*, 18- *formation de Sakamanily*.

- DOMAINE ANOSYEN : groupe d'Iakora : 19- *formation de Mananara-Sud*, 20- *formation d'Esira*, 21- *formation d'Ihosy*, 22- *formation Mafilefy*, 23- *formation de Tranomaro*, 24- *formation de Bakika*, 25- *formation d'Amparihy et Befasy* ; groupe d'Ihorombe : 26- *formation d'Antenimary*, 27- *formation de Taolanaro*, 28- *formation de Benato*, 29- *formation de Manorira*.

- DOMAINE D'IKALAMAVONY : 30- *granites orthogneissiques et gabbroïques*, 31- *gabbros*, 32- *formation de Betainamboa*, 33- *formation d'Analafotsy*, 34- *formation de Bekisopa*, 35- *formation de Beseva*, 36- *formation de Lamboany*, 37- *formation de Manambondro* ; 38- *formation de Ranomena*, 39- *formation d'Ampatsakana*.

40- Domaine de Vohibory, 41- domaine d'Antananarivo, 42- ville

III.2.2 Le domaine Anosyen

L'ensemble des différentes formations métamorphiques du domaine Anosyen est rattaché essentiellement au Néoprotérozoïque (900-700Ma) (PGRM, 2008). Il s'agit des groupes d'Ihorombe et d'Iakora. Les roches intrusives sont datées à 570-520 Ma (PGRM, 2008).

Le groupe d'Ihorombe est constitué généralement par plusieurs types de leptynites (PGRM, 2008). La formation de Benato est composée de leptynites très riches en magnétite. La formation de Manorira renferme des leptynites homogènes à rubanées, à grenat avec ou sans cordiérite et spinelle. Les formations de Taolanaro et Manantenina sont caractérisées par des leptynites homogènes à grenat avec ou sans cordiérite et spinelle. La formation d'Antenimary est constituée de leptynites à magnétite.

Le groupe d'Iakora se subdivise en plusieurs formations (PGRM, 2008). Les formations d'Amparify et de Befasy sont constituées de micaschistes associés aux migmatites à grenat et biotite. La formation de Bakika est composée de gneiss rubanée à magnétite, cordiérite avec ou sans grenat. La formation de Tranomaro renferme de paragneiss calciques rubanés à clinopyroxène, sphène et scapolite. La formation de Mafilefy est caractérisée par des micaschistes rubanés associés aux migmatites à grenat biotite et hornblende. La formation d'Ihosy comporte des gneiss rubanés à magnétite et cordiérite, normalement sans grenat. La formation d'Esira contient des gneiss rubanés à magnétite, orthopyroxène et cordiérite. La formation de Mananara-Sud comprend des micaschistes rubanés associés aux migmatites à grenat, biotite et hornblende.

Les roches intrusives suite d'Ambalavao sont des orthogneiss granitiques, d'âge 570 Ma, et des granites qui sont datées à 550-520 Ma (PGRM, 2008).

III.2.3 Le domaine Androyen

Le domaine Androyen est un ensemble de formations métamorphiques (groupe d'Imaloto et de Mangoky) présentant un âge Mesoprotérozoïque et des roches magmatiques datées à 920 Ma pour la suite d'Ankiliabo et à 570-520 Ma pour la suite d'Ambalavao (PGRM, 2008).

Le groupe d'Imaloto est formé essentiellement par des gneiss migmatitiques et des leptynites (PGRM, 2008). La formation de Sakamanily est caractérisée par des gneiss migmatitiques à biotite et magnétite. La formation de Fangorano comporte des leptynites à grenat et biotite. La formation d'Isoanala renferme des leptynites ; si présents, les minéraux ferromagnésiens sont rares (biotite et grenat). La formation des Zombitsy est constituée de leptynites à biotite, à biotite et grenat ou à biotite et hornblende.

Le groupe de Mangoky est composé de métapelites, de métabasites et de roches carbonatées (PGRM, 2008). La formation de Liolambo est caractérisée par des quartzites. Des

micaschistes associés aux gneiss souvent rubanés à biotite, sillimanite et grenatifère se trouvent dans la formation d'Ilalana. La formation de Besoso renferme des gneiss mafiques à clinopyroxène et hornblende. La formation d'Ankaranabo est constituée de marbres impurs calcitiques et dolomitiques à fostérite, diopside et phlogopite. La formation de Bekily comporte des gneiss rubanés et des gneiss migmatitiques à biotite, hornblende, grenat, clinopyroxène et ou orthopyroxène. La formation de Tranoroa renferme des gneiss à graphite, des micaschistes gneissiques à grenat et sillimanite. La formation de Menarandra est constituée de gneiss rubanées et migmatitiques, micaschites gneissiques à biotite et grenat ; cette unité peut contenir de l'hornblende, de la sillimanite et de la cordiérite.

Les roches magmatiques sont caractérisées par la suite d'Ankiliabo (920 Ma) renfermant des orthogneiss granitiques, des anorthosites et des périclites associés aux pyroxénites et la suite d'Ambalavao qui est composée des orthogneiss granitiques (570 Ma) et des granites (550-520 Ma) (PGRM, 2008).

En brève, l'origine de cet ensemble granulitique du Sud est très variée, il peut être d'origines sédimentaires, magmatiques et métasomatiques (Pili, 1997 ; PGRM 2008). Les zones de cisaillement majeures séparent généralement les blocs tectonométamorphiques (Martelat, 1998 ; Martelat et al., 2000 ; PGRM 2008).

Les activités des zones de cisaillement durant les événements Panafricains entraînaient d'importantes circulations de fluides, la formation de roches métasomatiques (métabasites, skarns, etc.) et la fracturation magmatique ou hydraulique dans les domaines granulitiques du Sud de Madagascar (Pili, 1997). Elles favorisent également la minéralisation à intérêt économique dans cette région. Des gisements de phlogopite, de fer, du graphite, des corindons, etc., se situent pour la plupart dans des zones de cisaillement (Pili et al., 1997a et b ; Giuliani et al., 2007, Rakotondrazafy et 2008, Randrianasolo, 2009).

La présence des minéralisations en mica dans des zones de cisaillement notamment la zone de cisaillement de Beraketa est de bons marqueurs des transferts de fluide à l'échelle continentale (Pili, 1997). Elles sont synchrones à des déformations cisaillantes. Les interactions entre les fluides-roches (métapelites, métabasites) sont à l'origine des formations métasomatiques (Pili, 1997).

Pour la minéralisation à corindon, la majeure partie des gisements de corindon métamorphique se concentrent dans les domaines granulitiques du Sud malgaches (Giuliani et al, 2007, Rakotondrazafy et al, 2008). Ils sont toujours associés à des importantes zones surmicacées (micaschistes) qui indiquent le rôle des fluides métasomatiques pour la formation de

corindon. Nos zones d'étude se trouvent dans la zone de cisaillement de Beraketa et dans la zone de cisaillement de Lamboany (Randrianasolo, 2009).

III.3 CARACTERISATION TECTONIQUE DES ZONES D'ETUDES

Les régions de Zazafotsy et d'Ambatomena font partie des zones affectées par deux champs de déformation D1 et D2 qui conviennent à des déformations du socle précambrien du Sud de Madagascar proposées par Martelat (1998), Martelat et al., (2000). Elles montrent différentes structures complexes qui sont caractérisées par des déformations ductiles (foliations,

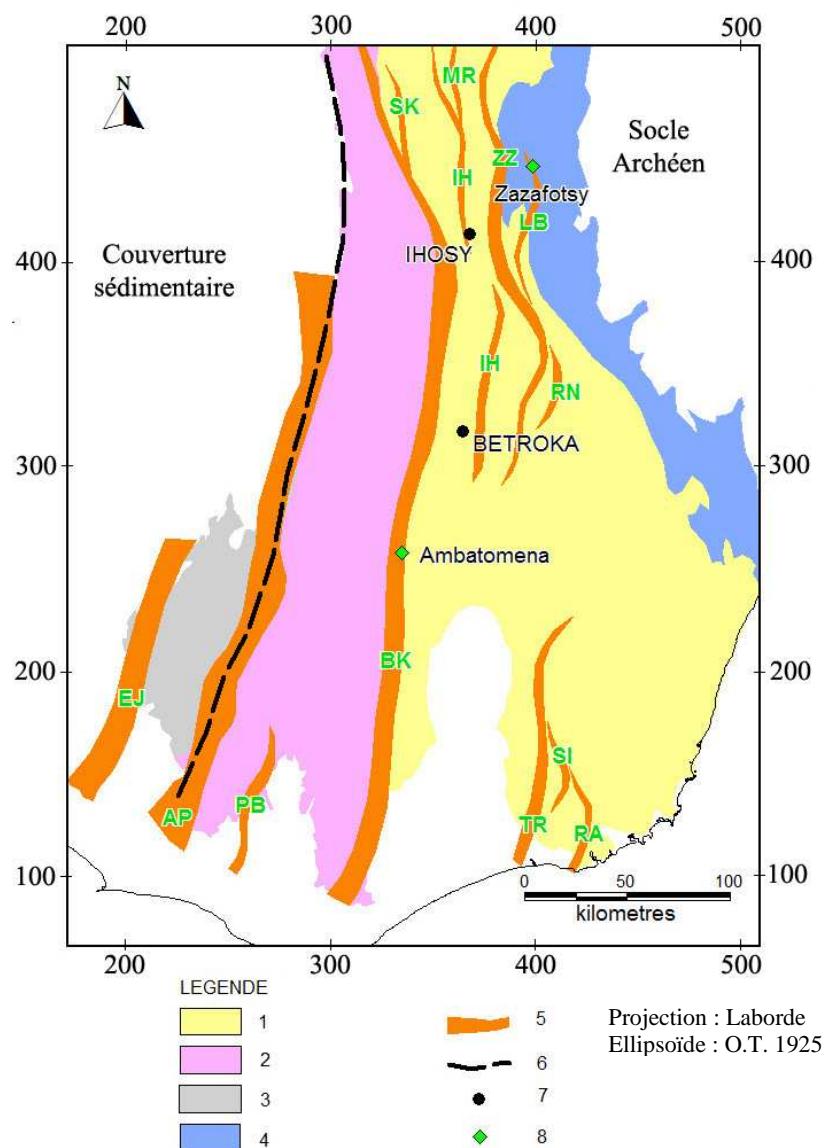


Figure III.7: Carte montrant les trajectoires de des zones de cisaillement et la position des gisements de Zazafotsy et d'Ambatomena (modifiée d'après PGRM, 2008 ; Randrianasolo, 2009). 1 : domaine Anosyen, 2 : domaine Androyen, 3 : Domaine de Vohibory, 4 : domaine d'Ikalamavony, 5 : zones de cisaillement, 6 : suture d'Ianapera (Rakotovao, 2009), 7 : ville, 8 : gisement de corindon

plis, zones de cisaillement) et des structures fragiles (failles et fractures) (Martelat et al., 2000, Schreurs et al., 2009). Les formations des gisements de Zazafotsy et Ambatomena sont liées à la mise en place de ces différentes structures, notamment les zones de cisaillement, durant les événements panafricains. En général, la zone de cisaillement majeure de Beraketa (Martelat, 1998) qui passent dans le secteur d'Ambatomena et la zone de cisaillement mineure de Lamboany (Randrianasolo, 2009) traversant le secteur de Zazafotsy sont orientées vers Nord Sud (Martelat et al., 2000,) (figure III.7). Elles sont réorientées d'une manière senestre avec les autres zones de cisaillement aux environs d'Ihosy sous l'action d'une structure fragile de Ranontsara qui a une direction N140 (Randrianasolo, 2009 ; Schreurs et al., 2009).

Les études des structures tectoniques de ces zones d'études ont été basées sur l'analyse des images satellites associée à des études sur terrain.

III.3.1 Généralités sur les images fournies par les satellites

III.3.1.1 Introduction

Depuis quelques décennies, la médiatisation de l'accès aux résultats bruts de télédétection a fait beaucoup évoluer certains domaines des sciences de la surface terrestre, en particulier, la géologie. Récemment, l'amélioration d'une part de la qualité des résolutions spectrales et spatiales des outils de détection des satellites (par exemple Landsat 7 ETM+ ou d'autres) et d'autre part, celle des matériels de traitement utilisés par le public (qualité des ordinateurs et logiciels) ont fait encore avancer beaucoup cette nouvelle technique.

Pour la réalisation de ce travail, nous avons couplé les études des images obtenues par satellite (Landsat ETM+ et SRTM) de Zazafotsy et Ambatomena avec les cartes existantes au 1/100000 et avec les résultats de nos travaux de terrain. Les images couvrent une scène de 185km x 185km. Au total nous avons effectué 5 missions de terrains dans ces régions.

Nous avons utilisé les deux logiciels ENVI 4.0 et PCI 9.1 pour tous les traitements de nos images.

III.3.1.2 Les images ETM (Enhanced Thematic Mapper) Plus et SRTM (Shuttle Radar Topography Mission), et leur projection

Toutes les données de nos images ont été téléchargées sur le site libre <http://edcdaac.usgs.gov>. Les images numériques fournies ont moins de 10% de couverture nuageuse; elles ont été acquises entre avril et octobre; une période correspondant au faible

développement de la végétation dans l'hémisphère sud et finalement les images ont déjà subi une correction géométrique et atmosphérique.

➤ **Les images ETM +**

L'imagerie Landsat est un outil valable pour les leviers géologiques. Son avantage principal par rapport aux photoaériennes est l'utilisation des rayonnements non seulement visibles mais qui s'étendent aussi dans la région des IR permettant plus de distinction entre les différents types de roches.

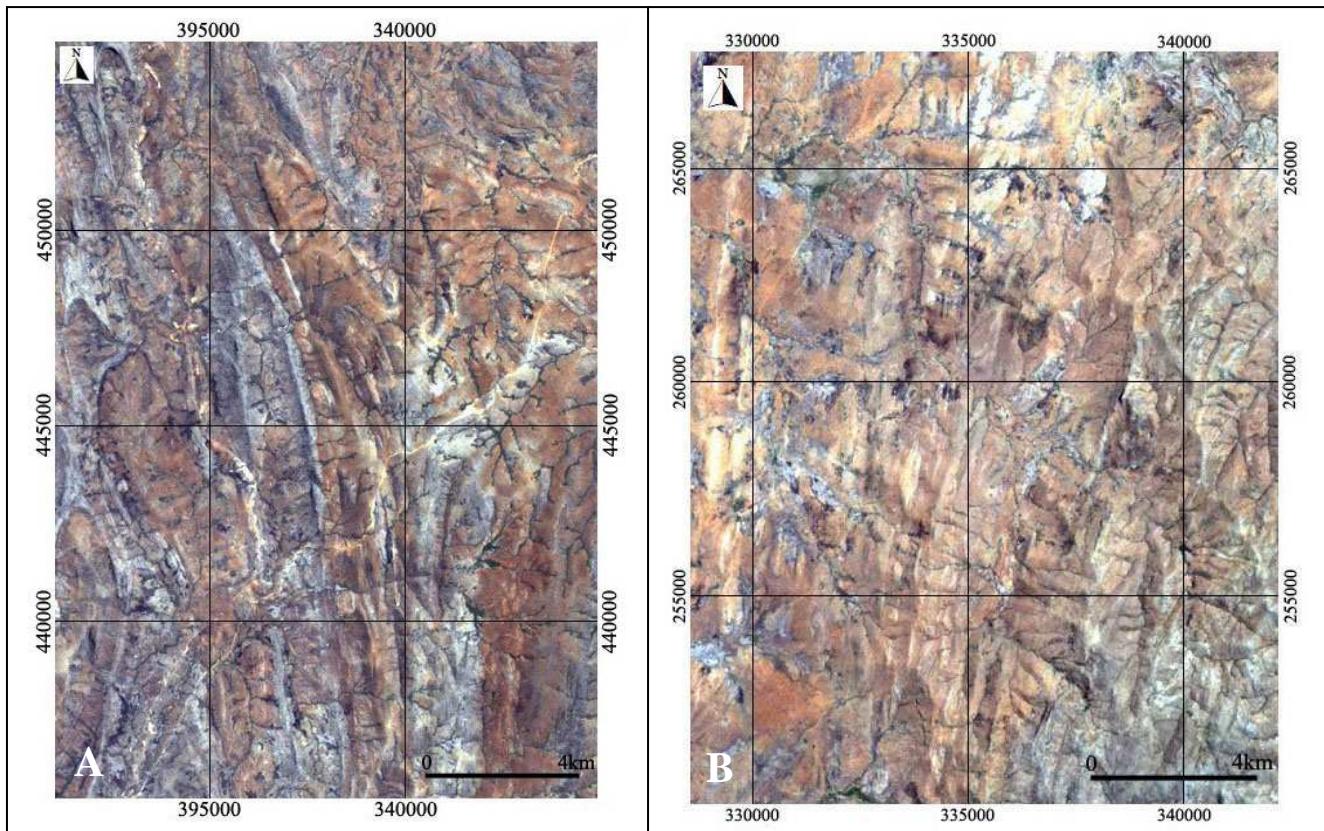


Figure III.8: Extrait des images satellites, composition colorée 321 donnant la couleur naturelle des formations géologiques de Zazafotsy (A) et d'Ambatomena (B)

ETM est un ensemble de senseur transporté par le satellite Landsat.7, le dernier satellite de ce type lancé en avril 1999. Pour Zazafotsy la référence de l'image est de L71159075_07519991017_BAA_HOM et pour Ambatomena la référence est de L72159076_07619991017_BAA_HOM. Ces lettres et chiffres font référence à la mission Landsat 7, les données de formatage de l'ETM+, la colonne et la rangée de l'image dans la mission, l'année, le mois et le jour d'acquisition de l'image; la résolution spectrale du senseur et le type de projection utilisée (HOM signifie Hotine Oblique Mercator).

ETM+ est un senseur optique multispectral utilisant les bandes spectrales suivantes:

- Bande 1 (0.45-0.52 μm), bleu
- Bande 2 (0.52-0.60 μm), vert
- Bande 3 (0.63-0.69 μm), rouge
- Bande 4 (0.79-0.90 μm) NIR ou Proche Infra Rouge
- Bande 5 (1.55-1.75 μm) SWIR Shortwavelength IR)
- Bande 6 [61-62] (10.4-12.5 μm) MIR (Mid IR):

B61 correspond à la bande B6L MIR (Low Gain)

B62=B6H correspond à la bande B6H MIR (Hight Gain)

- Bande 7 (2.08-2.35 μm) SWIR
- Bande 8 est Panchromatique

Autres que la bande Panchromatique qui a une résolution spatiale de 15m et les deux bandes 6 60m, toutes les bandes en ont 30m. Les images Landsat7 ETM+ offrent aussi la capacité d'examiner les relations entre les plis régionaux et les cisaillements.

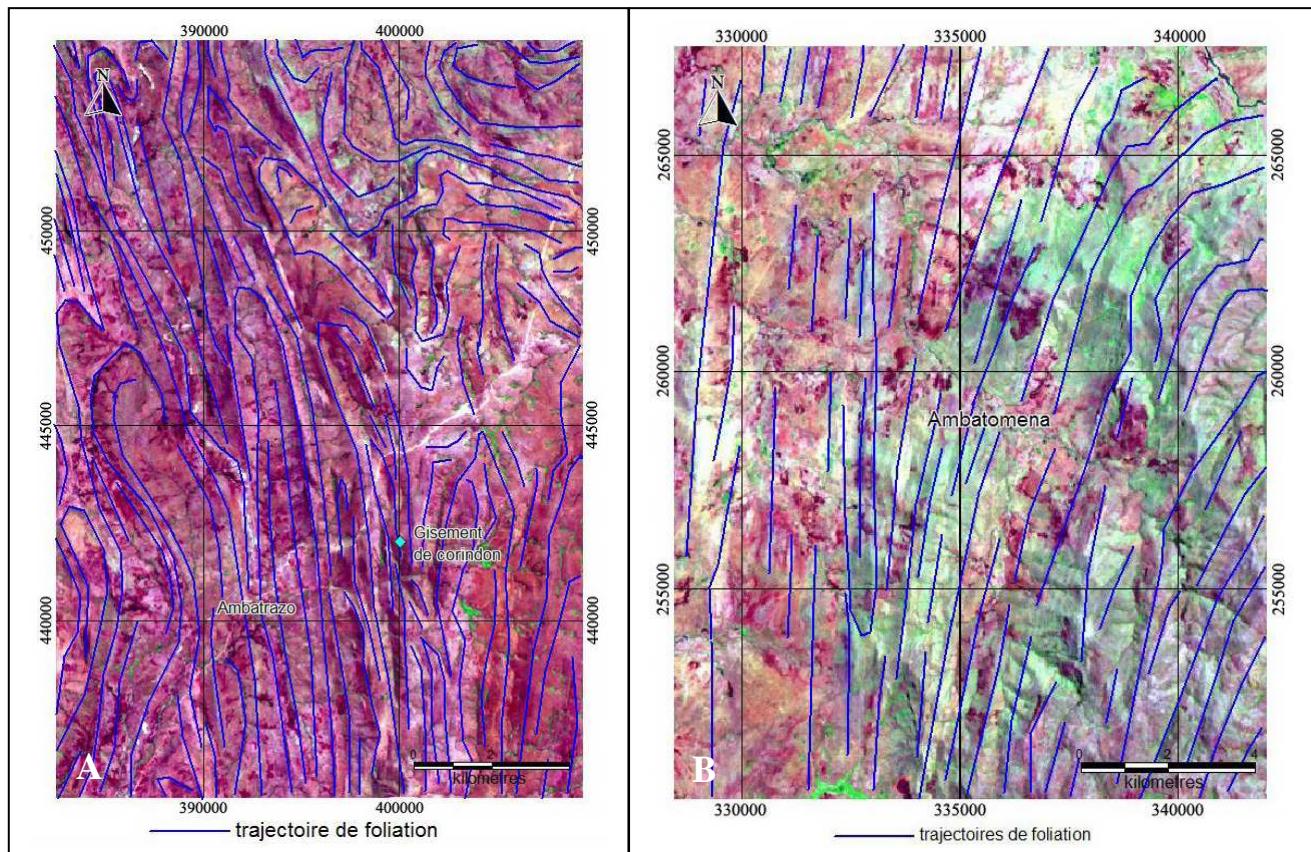


Figure III.9: Extrait des images satellites, composition colorée 742 montrant les trajectoires de foliation dans les secteurs de Zazafotsy (A) et d'Ambatomena (B)

➤ *Les images SRTM*

SRTM utilise un senseur Radar. La résolution spatiale de chaque image est de 90m. SRTM est une mission spéciale pour la topographie; ainsi les images sont spécialement conçues pour les études de la topographie et ses modifications. Les observations des fractures sont spécialement privilégiées par ces images.

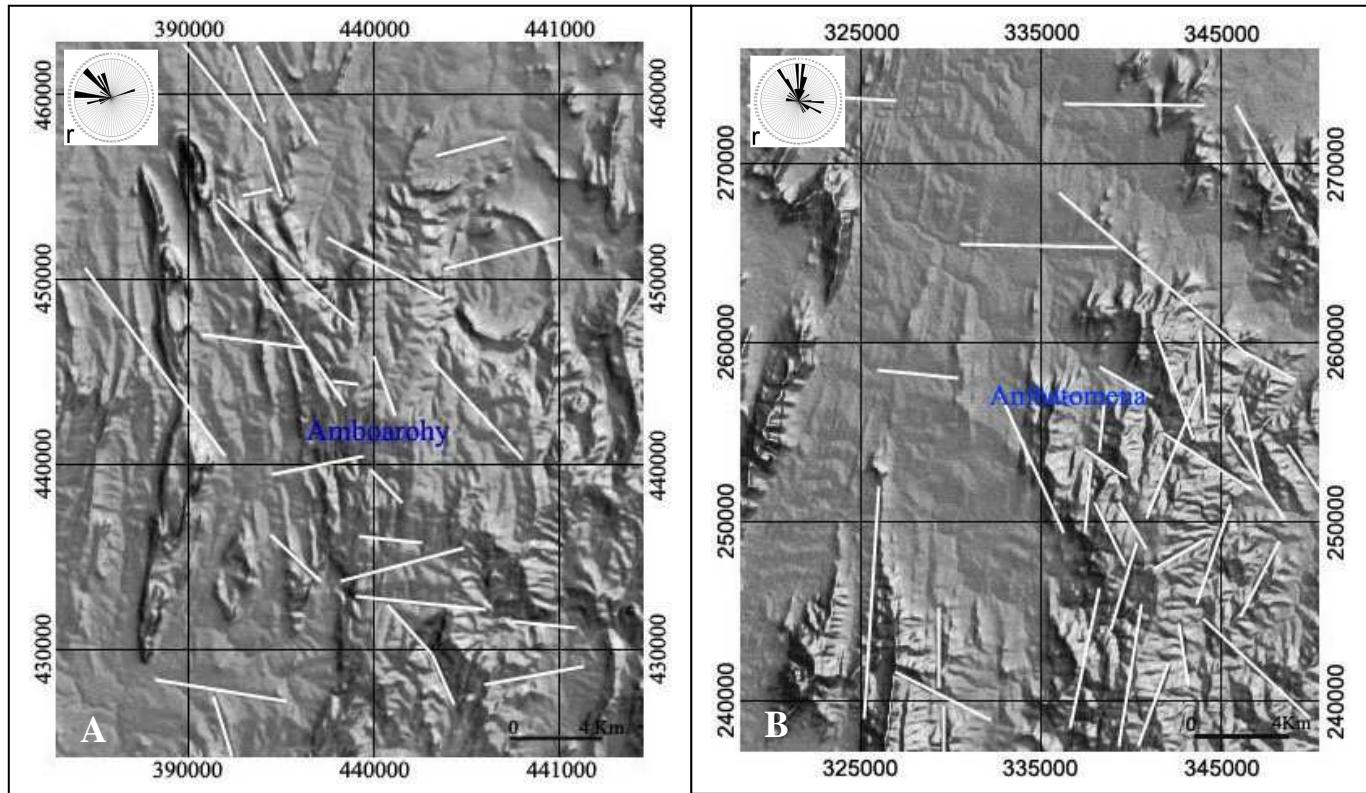


Figure III.10 : Extraits d'images SRTM vues du Nord 45° (ombrage Sud-Ouest). A : Zazafotsy, B : Ambatomena, r = rose de vent des directions de structures fragiles

➤ *Les types de projection*

Les images SRTM ont été téléchargées avec la projection internationale UTM de la zone 38 S et avec l'ellipsoïde WGS84 tandis que les ETM ont été déjà projetées avec la projection équivalente de Laborde qui est la projection Hotine Oblique Mercator de type B (HOM-B) et nous avons utilisé l'ellipsoïde donné par l'Observatoire de Tananarive (OT) de 1925. Ainsi nous avons recalé les deux SRTM par la projection HOM-B et l'ellipsoïde de l'Observatoire de Tananarive, 1925.

III.3.1.3 Choix des compositions

La diversité des résolutions spatiales de nos images nous a obligés de les préparer par un assemblage spécial fourni par le logiciel ENVI de traitement. En ETM, nous avons utilisé les deux combinaisons 321 et 742 pour les raisons suivantes:

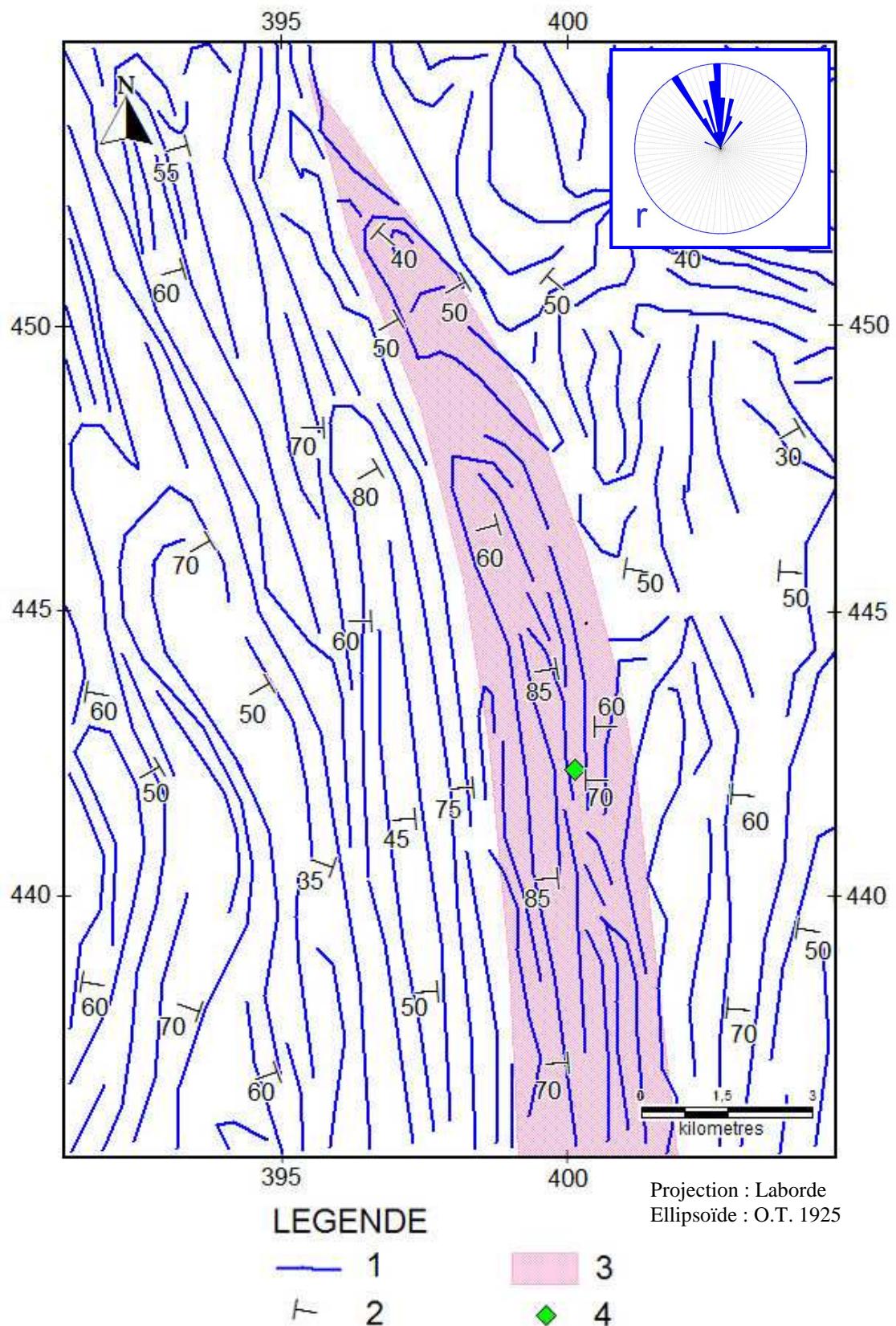


Figure III.11 : Trajectoires de foliation et la zone de cisaillement mineure de Lamboany dans le secteur de Zazafotsy (Modifié d'après Martelat, 2000 ; Randrianasolo 2009). 1 : *tarjectoire de foliation* ; 2 : *signe de pendage* ; 3 : *zone de cisaillement de Lamboany* ; 4 : *gisement de corindon* ; r : *rose de vent de la trajectoire de foliation*



Figure III.12 : Différentes structures et microstructures tectoniques dans le secteur de Zazafotsy. A : Quartzites fracturés de direction N95 ; B : Pegmatites boudinés dans des gneiss à grenat ; C : microplis isoclinaux dans des migmatites.

- la première, une combinaison rouge, vert et bleu produit une couleur naturelle de l'image qui est optimum pour la cartographie superficielle; pour cette combinaison, à cause de la présence de la bande 1, la résolution spatiale est faible et la diversion spectrale est limitée par l'absence des IR réfléchis (fig. III.8A et III.8B).

- la seconde combinaison produit une image optimum pour les régions tempérées à arides avec un maximum de diversité spectrale; les images s'affichent en fausses couleurs mais elles permettent de bien individualiser les formations et structures (fig. III.9A et III.9B). En SRTM, nous avons choisi l'utilisation de l'ombrage du relief pour détecter les fractures qui nous intéressent (fig. III.10A et III.10B).); d'images l'équivalent de Laborde qui donne plus de précisions pour les travaux de terrain.

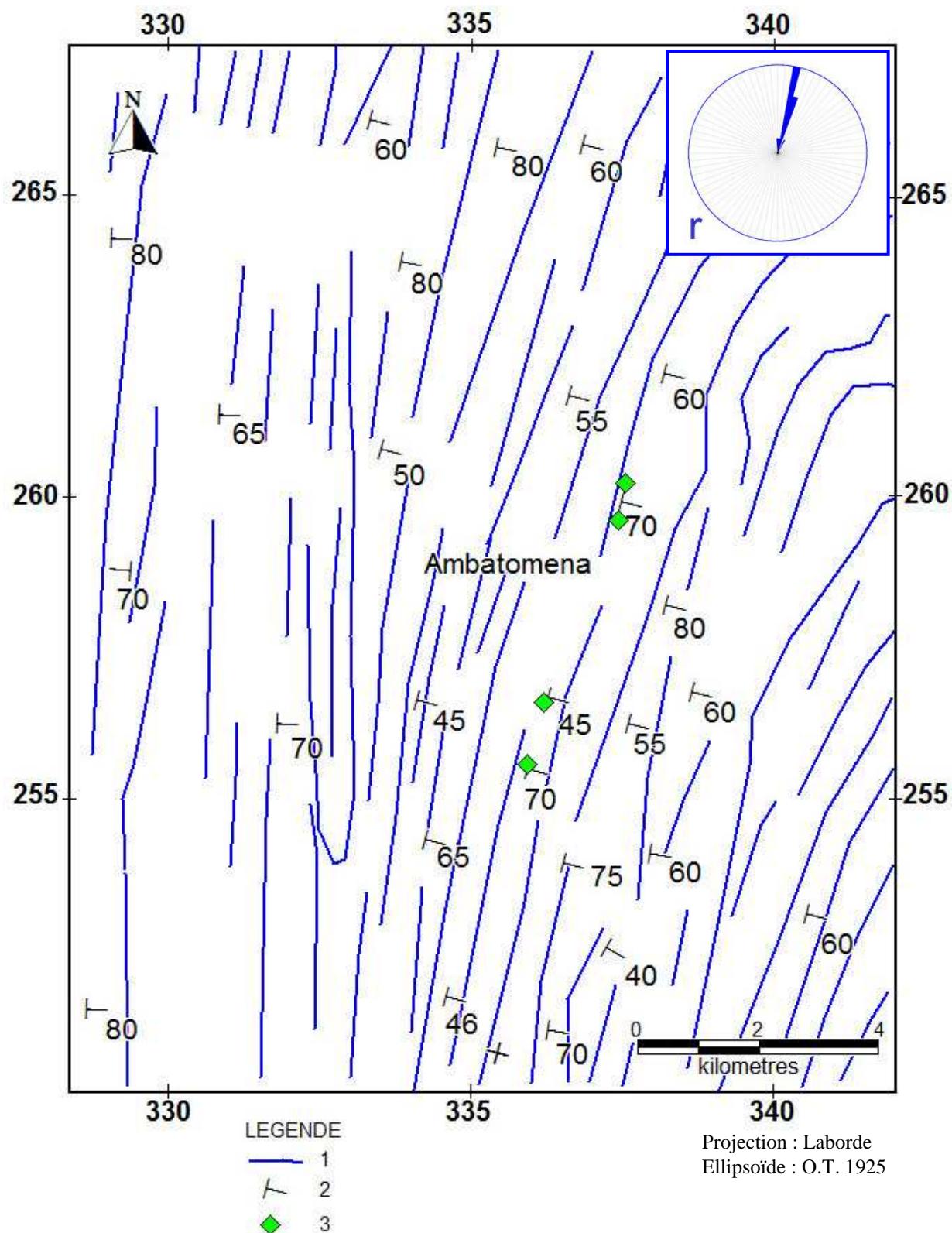


Figure III.13 : Trajectoires de foliation dans le secteur d'Ambatomena (modifié d'après PGRM, 2008). 1 : trajectoire de foliation ; 2 : signe de pendage ; 3 : gisement de corindon ; r : rose de vent de la trajectoire de foliation

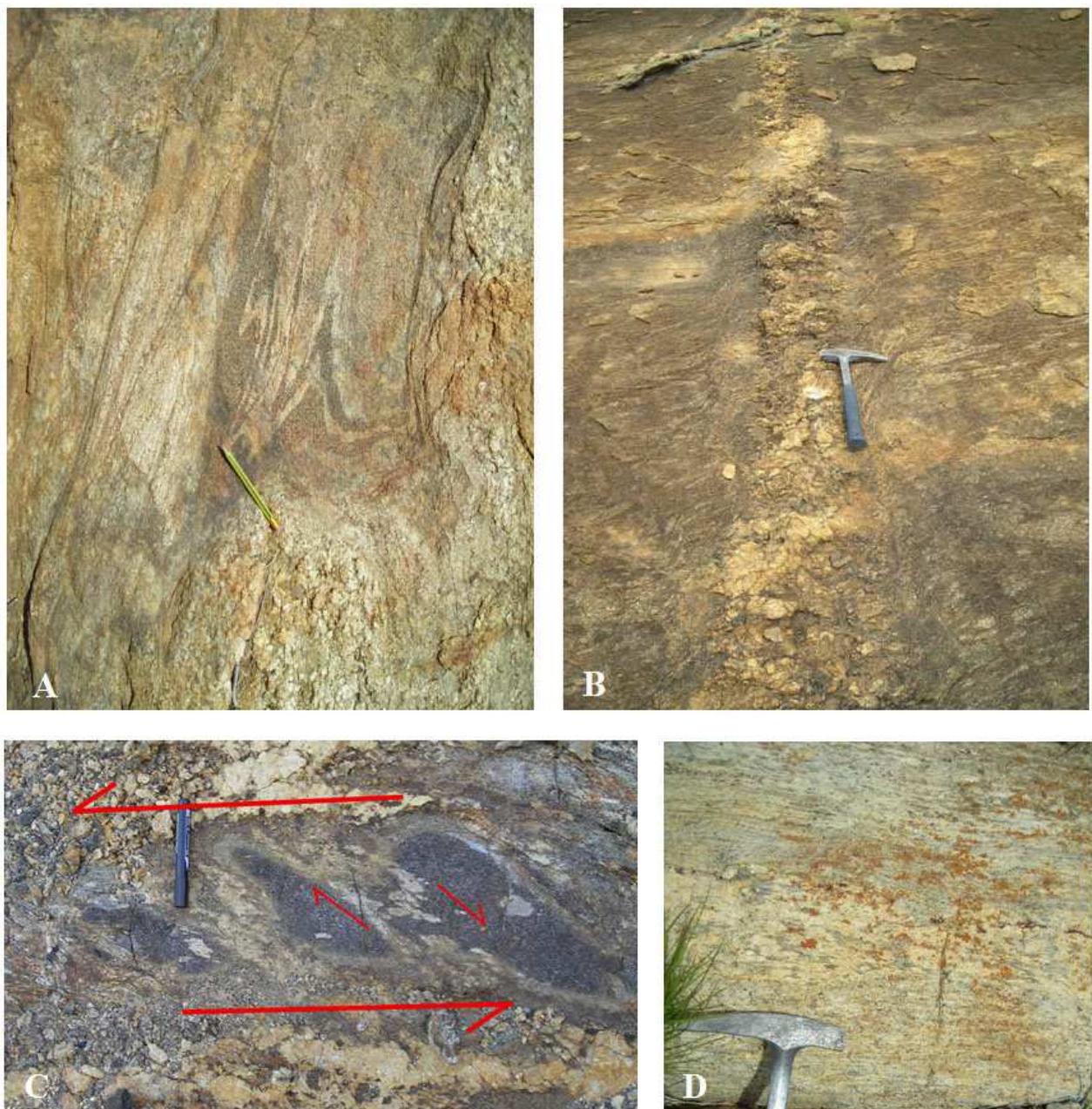


Figure III.14 : Différentes microstructures tectoniques dans le secteur d'Ambatomena. A : *microplis replissés dans les leptynites* ; B : *filons de pegmatites transposés dans des gneiss à grenat et cordiérite* ; C : *microlentilles montrant un cisaillement senestre au sein du gisement de corindon où chaque microbloc présente une réaction chimique tardive* ; D : *Déformations ductiles des cristaux de grenat et étirement des quarts dans des leptynites*.

III.3.2 Résultats tectoniques des zones d'étude

Les études d'images satellites de nos zones d'étude permettent d'identifier les structures ductiles et structures fragiles. La figure 24 montre que la direction générale des foliations dans les deux secteurs est orientée NS.

III.3.2.1 Le secteur de Zazafotsy

Dans ce secteur, les trajectoires de foliation sont généralement orientées Nord Sud à N10. Un regroupement des linéaments qui se trouve au centre Est du secteur correspond à la zone de cisaillement mineur de Lamboany proposée par Randrianasolo (2009). La déformation est intense au niveau de la zone de cisaillement. On observe également des structures fermées ou circulaires et des différents plis dans certaines zones moins déformées. Ces structures circulaires et fermées sont probablement des massifs granitiques qui sont souvent enroulés par les trajectoires de foliation. Les structures fragiles, fractures et failles, suivent généralement deux directions : Est-Ouest et NW-SE.

III.3.2.2 Le secteur d'Ambatomena

Les trajectoires de foliations dans le secteur d'Ambatomena sont essentiellement orientées de Nord-Sud à N20. Les linéaments sont très serrés et régulières dans la partie Ouest. Ce regroupement des linéaments correspond à la zone de cisaillement majeure de Beraketa (Martelat et al., 2000). La partie Est du secteur d'étude, qui est moins déformée, renferment des plis serrés et déracinés. Cette partie est probablement la limite Est de la zone de cisaillement de Beraketa. Des structures fragiles sécantes sont beaucoup plus visibles dans la partie orientale. Elles ont deux principales directions Est-Ouest, Nord Ouest – Sud Est et Sud Ouest – Nord Est.

III.3.3 Données tectoniques des terrains

Les informations obtenues sur les images satellites sont complétées par des mesures effectuées sur terrains et des relevées sur les cartes géologiques.

➤ Dans le secteur de Zazafotsy, les orientations des trajectoires de foliation sont hétérogènes, N157 à N10 avec des pendages variant de 45 et 75 SW au niveau des zones faiblement déformés (figure III.11). Ces zones renferment des plis déracinés, des structures circulaires et ovoïdes d'intrusions granitiques. La mise en place des ces structures correspond à la première phase de déformation D1, décrite par Martelat (2000), qui est associée aux phénomènes de plissement F1 et de foliation S1. Dans les zones de déformation intense, les plis sont généralement isoclinaux très serrés. Ils sont associés à des structures planaires subverticales (figure III.15B). C'est la deuxième phase de déformation D2 qui est responsable de la mis en place de zone de cisaillement de Lamboany. Elle est matérialisée par des différentes microstructures tectoniques telles que des microplis replissés, des circulations des fluides dans

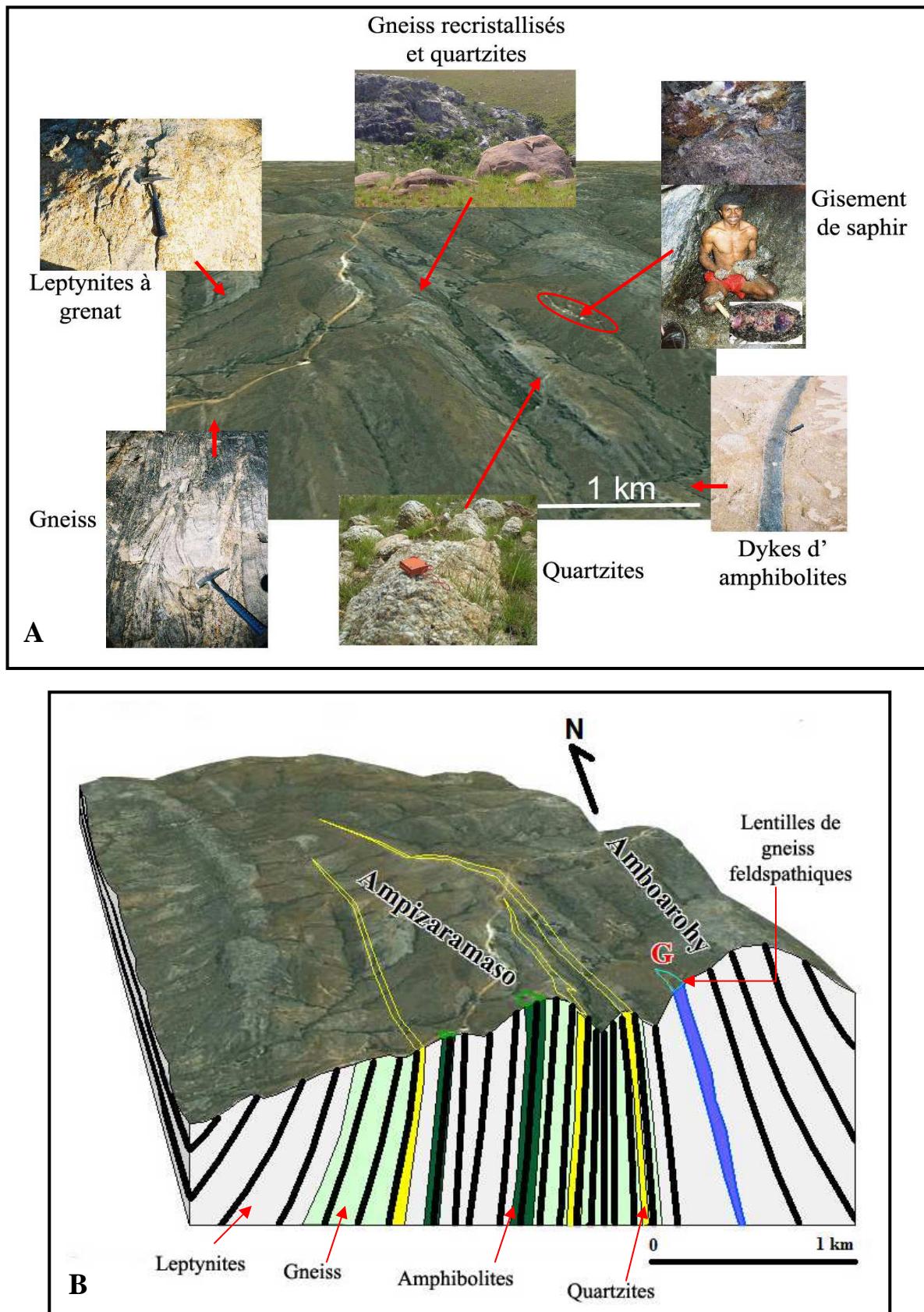


Figure III.15 : Extrait des images satellites de Google earth du secteur de Zazafotsy. A : vue panoramique associée à des photos de détail du secteur de Zazafotsy montrant la topographie et les faciès typiques; B : une coupe Ouest-Est qui traverse le gisement de saphir (G).

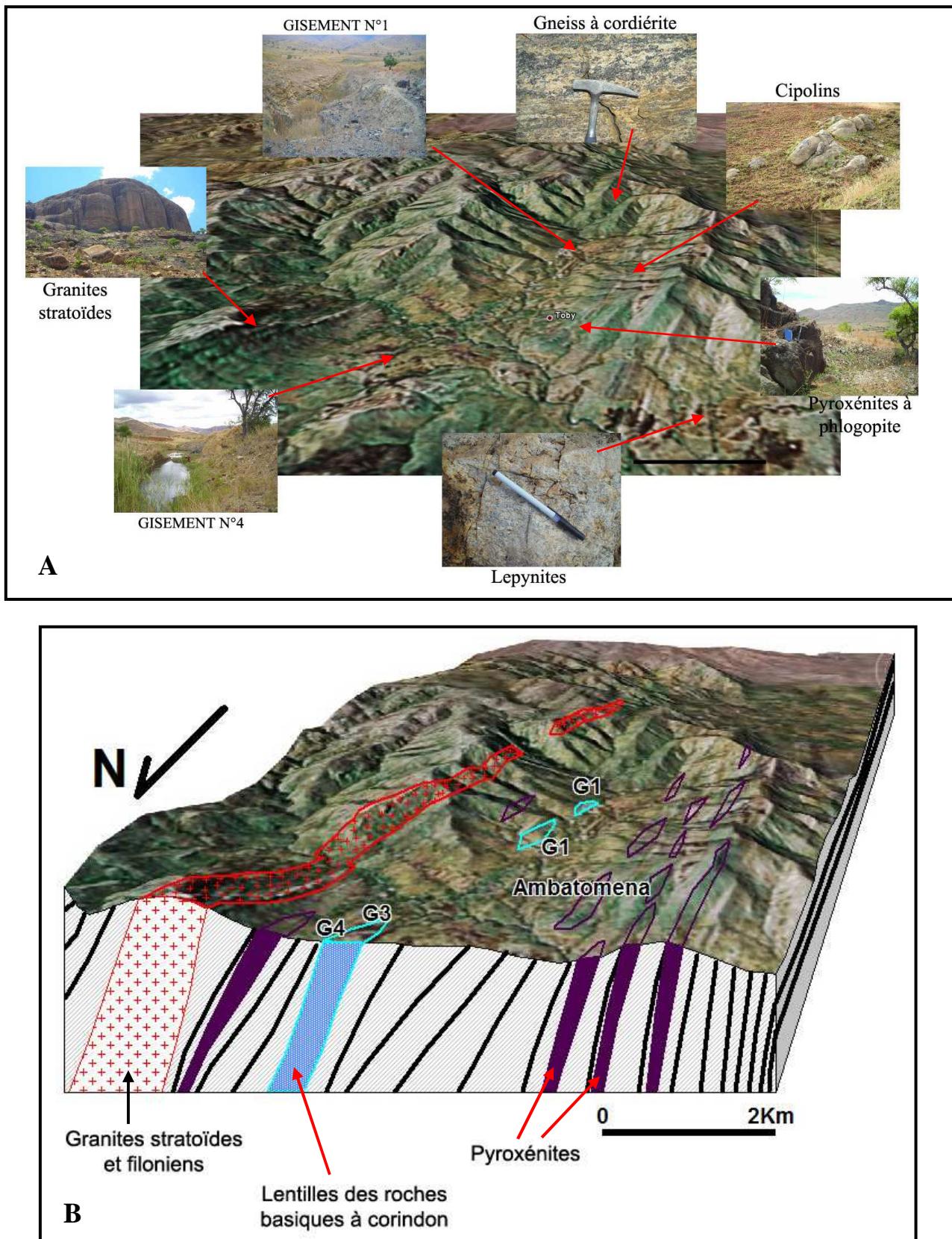


Figure III.16 : Extrait des images satellites de Google earth. A : vue panoramique du secteur d'Ambatomena associée à des photos montrant la topographie et les faciès typiques; B : une coupe Ouest-Est qui traverse les gisements de corindon, montre l'importance des fluides dans ce secteur (*G1, G2, G3, G4 = gisements de corindon*)

tous les plans de foliation (filons de quartz, phase de biotitisation, injection de jus pegmatitiques), des structures cinématiques montrant le sens de cisaillement, des linéations minérales, des cristallisations des minéraux de haute température (spinelle-quartz, sillimanite, saphirine), des structures boudinées et des phases de recristallisation granitique (figure III.12). Les faciès dominants sont des leptynites, des gneiss feldspathiques, des migmatites et de quartzites (figure III.15A). Certains faciès montrent des étirements de quartz, de feldspath potassique et de niveau alumineux riches en grenat qui marquent la foliation.

Les structures fragiles sont matérialisées par des systèmes de fracturations orientés vers N95 et N130. Ces sont des filons de quartz, de pegmatites et d'amphibolites.

➤ Les orientations des foliations du secteur d'Ambatomena sont généralement homogènes. Elles varient de Nord-Sud à Nord 45 avec des pendages inclinées vers Sud-Est (45° à verticale) (figure III.13). Ce secteur se trouve essentiellement dans une zone de déformation intense qui correspond à la zone de cisaillement de Beraketa. On y rencontre des structures planaires verticales associées à des microplis replissés qui soulignent l'existence au moins des deux phénomènes de plissement (F1, F2) mais les plis sont isoclinaux avec de plan et d'axe verticaux. Ces phases de plissement sont considérées comme la présence de deux phases de déformation (D1 et D2) dans le secteur d'étude.

La déformation D2 est à l'origine des différentes structures tectoniques (sens de cisaillement, phénomènes de boudinages, linéations minérales), des cristallisations de minéraux indicateurs de très haute températures (spinelle, saphirine, cordiérite, sillimanite, pyroxènes, quartz) et d'importantes circulations de fluides faisant apparaître des importants phénomènes de phlogopitisation dans certaines zones (figure III.14, III.16A et III.16B).

Les structures fragiles sont représentées par des filons de quartz, de pegmatites et des roches mafiques sécants à la foliation générale. Ces filons sont orientés généralement de N85 à N135.

En conclusion, deux phases de déformation majeure D1 et D2 ont affecté les secteurs d'étude (Zazafotsy et Ambatomena). La déformation D1 est accompagnée par une phase de plissement F1, d'une foliation S1 et des intrusions granitiques qui se trouvent nettement en dehors des zones de cisaillement. Ces structures auraient été affectées par la deuxième déformation D2 qui est responsable de la phase de plissement F2 associée à la foliation S2, de l'apparition des zones de cisaillement ayant permis la circulation de fluide et de certaines structures fragiles (failles et fractures). Ces zones de cisaillement sont généralement caractérisées

par une foliation subverticale et des linéations minérales horizontales (Pili, 1997). Ces déformations cisaillantes sont synchrones à l'apparition des zones surmicacées, des filons hydrothermaux et du magmatisme dans nos secteurs. L'interaction fluide-roches sont responsables de la formation de faciès métasomatiques locales. Ces roches métasomatiques sont souvent minéralisées (en corindon, beryl, grenat,...) et peuvent conduire à des gisements d'intérêt économique.

Chapitre IV :
LE GISEMENT DE SAPHIR DE ZAZAFOTSY

Chapitre IV : LE GISEMENT DE SAPHIR DE ZAZAFOTSY

IV.1 CADRE GEOLOGIQUE

La première découverte d'indice de corindon au sommet de la colline d'Amboarohy a été en 1950 et la première exploitation a commencé en 1989 (Ralantsoarison et al., 2006 ; Giuliani et

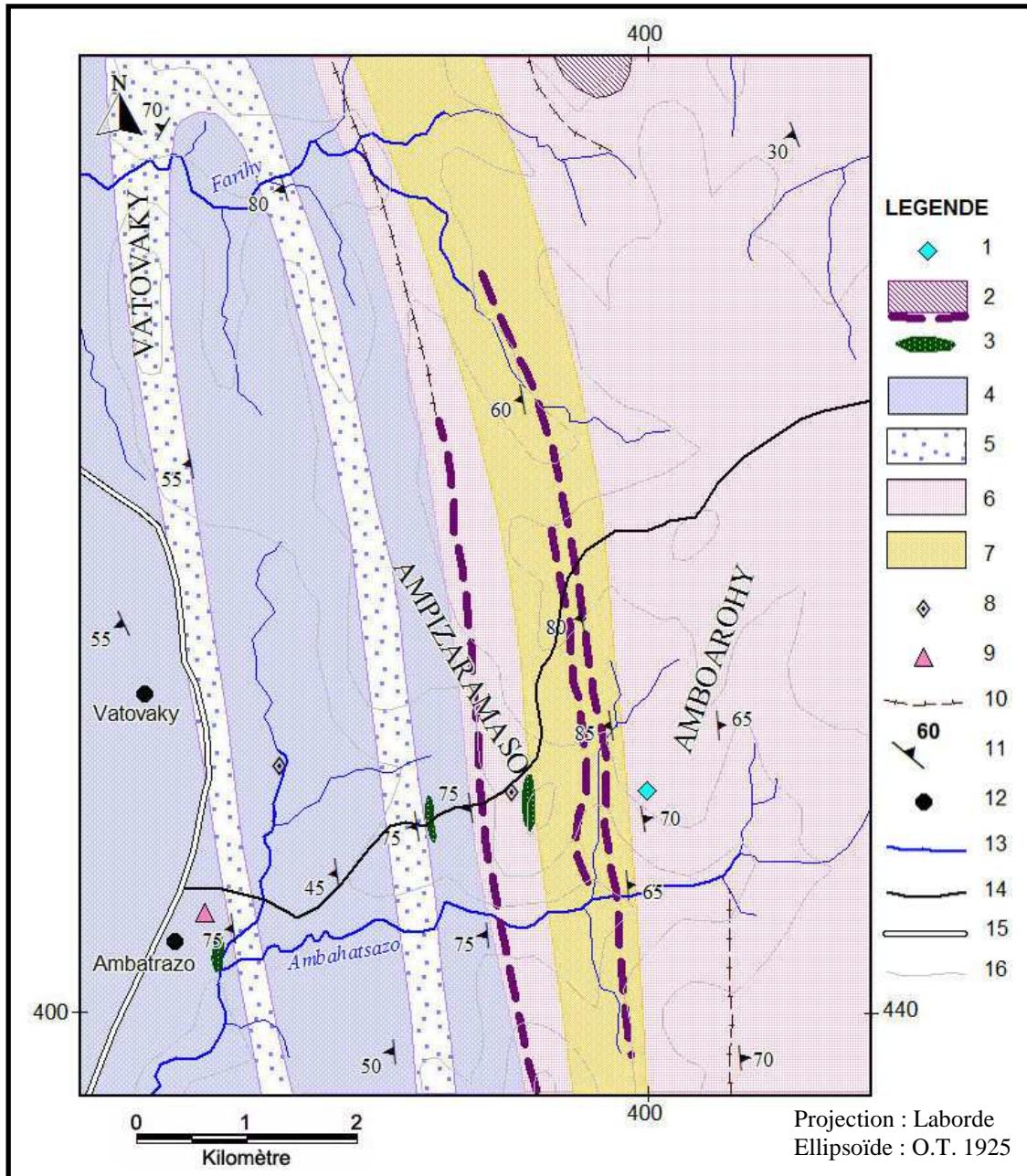


Figure IV.1 : Carte géologique du secteur d'étude dans la région de Zazafotsy (Rakotomavo G., 1967 ; Rakotomavo et al, 1972 ; Andriamamonjy, 2006). 1-gisement ; 2-quartzites ; 3-amphibolites; 4-gneiss à grenat; 5-leptynites à grenat ; 6-leptynites à grenat, sillimanite et cordierite; 7-gneiss à amphibole et pyroxène; 8-gneiss à graphite; 9- pyroxénites; 10- sillimanite; 11-signe de pendage; 12-village; 13-cours d'eau; 14-piste; 15-route nationale N°7 ; 16-courbe de niveau.

al., 2007 ; Rakotondrazafy et al., 2008). Il produit des cristaux de corindon bien cristallisés mais très fracturés, à qualité industrielle. Les corindons gemmes sont très rares. Le traitement thermique peut être nécessaire pour améliorer leur qualité (couleur, transparence).

IV.1.1 Géologie du secteur

Ce secteur se situe dans la partie Sud-ouest du domaine d'Ikalamavony qui renferment essentiellement différentes roches métamorphiques appartenant au faciès granulite (figure IV.1) (Ralantsoarison et al., 2006). Selon la subdivision de Hottin 1976, elle est formée à l'Est par la série de Vohimena renfermant des leptynites à grenat, sillimanite et cordiérite et également des gneiss à amphibole et pyroxène et à l'Ouest par la série d'Ikalamavony qui est constituée par des leptynites à grenat et des gneiss à grenat.

La partie Est de la carte est constituée par des intercalations de bancs de leptynites à grenat, sillimanite et cordiérite et de gneiss à amphibole et pyroxène. Cet ensemble s'aligne suivant une direction générale N 010 et un pendage variable entre 50 et 75 SW. La foliation des leptynites est matérialisée par l'alternance des minéraux ferromagnésiens et des minéraux clairs. Aux environs de la colline de Bevoarohy, on trouve également des gneiss recristallisés quartzofeldspathiques qui sont plissés et cisaillés. Le gisement est caractérisé par des lentilles de gneiss feldspathiques métasomatiques. Les faciès gneissiques à amphibole et pyroxène renferment souvent des filons de quartz généralement concordant à la foliation régionale.

Des bancs de gneiss à grenat et des leptynites à grenat dominent vers la partie Ouest du secteur. Ils sont allongés suivant une direction comprise entre N157 et N005 avec un pendage de 45 vers le SW. Par endroits, ces faciès sont souvent recoupés par des systèmes de fractures avec des filons de quartz, des pegmatites et des amphibolites qui se présentent soit concordants soit transposés à la foliation. Les niveaux gneissiques renferment le plus souvent des enclaves ou des filons d'amphibolites et de pyroxénites de direction variable.

Trois bandes de quartzites (parfois discontinues) de quelques dizaines de mètres d'épaisseur concordant à la direction générale (submérienne) apparaissent au sommet de la colline d'Ampizaramaso. Elles sont intercalées avec des bancs gneissiques à cordiérite, sillimanite et grenat et des leptynites à grenat. Les leptynites contiennent le plus souvent des porphyroblastes soit de feldspath potassique soit de grenat et de quartz étiré. Cet endroit correspond à une zone de déformation la plus intense qui est liée à un couloir de cisaillement et un développement des plis. La circulation des fluides est très importante, elle est marquée par l'existence des filonnets de quartz et d'un système de boudinage des pegmatites.

La liste des échantillons utilisées et leur localisation sont données respectivement dans les annexes 19 et 20.

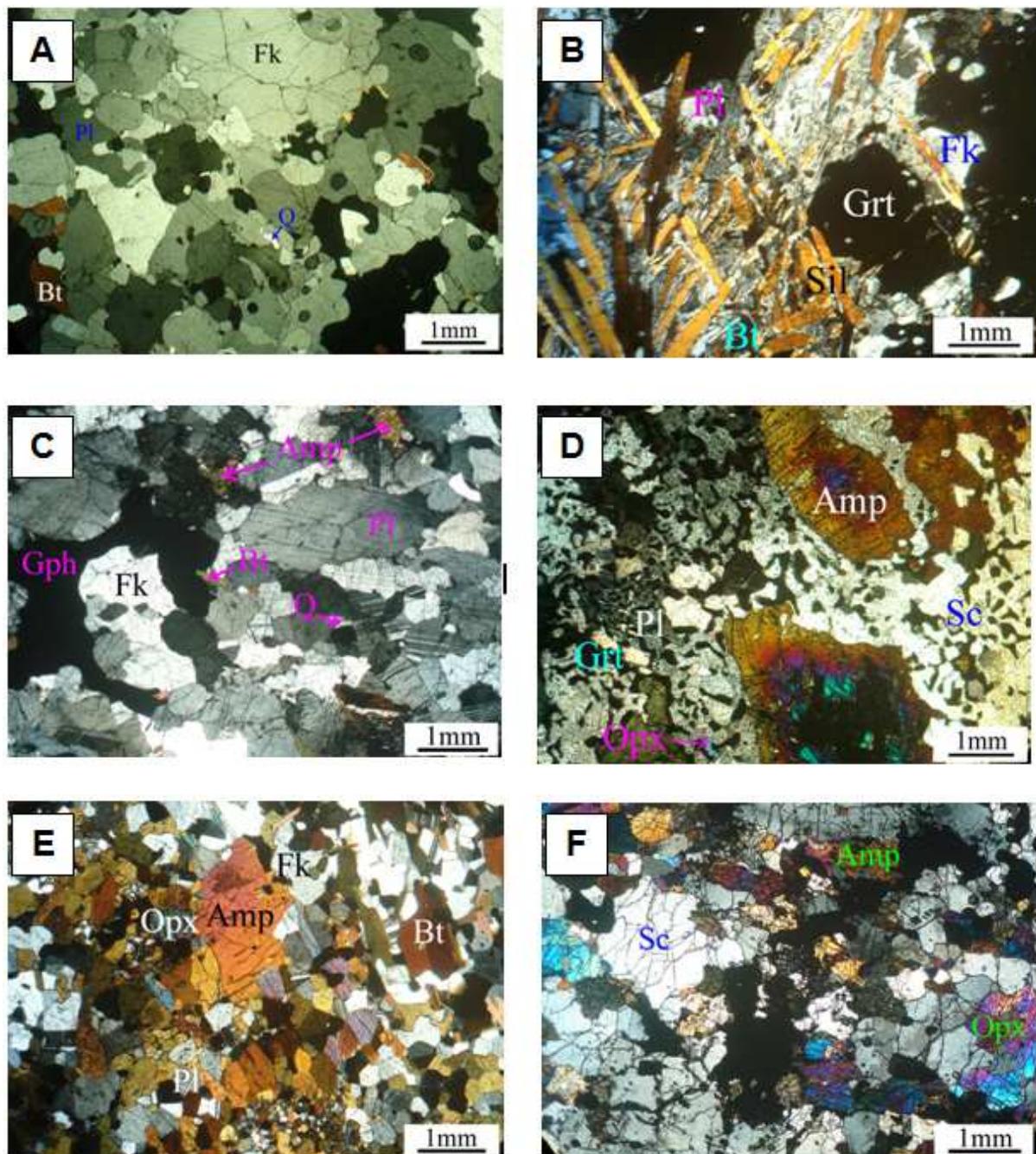


Figure IV.2: Microphotographie des échantillons de roches du secteur d'étude en lumière polarisée (Andriamamonjy, 2006). A = Leptynites (Z2), B = Leptynites à sillimanite (Z3), C = gneiss à graphite (Z31), D = amphibolites à grenat (Z25), E = amphibolites (Z1), F = pyroxénites (Z12).

IV.1.1.1 Les roches métamorphiques

➤ *Leptynites*

Ce sont des roches leucocrates à grains moyens. Elles sont des faciès typiques des domaines granulitiques du Sud (Nicollet, 1986) et se présentent sous forme de bancs décamétriques et de longueur kilométrique. Les leptynites montrent des foliations discontinues marquées par la présence de minéraux clairs étirés (surtout les quartzs) dans le plan de foliation et quelques fois des cristaux de biotite. Deux autres variations de faciès leptynitiques sont rencontrés dans ce secteur : (1) des leptynites à grenat et sillimanite, (2) des leptynites à cordiérite, sillimanite, et grenat. L'assemblage minéralogique est formé par : feldspath potassique + plagioclase + quartz + biotite + grenat + minéraux opaques ± sillimanite ± cordiérite.

Les échantillons (Z2, Z3) montrent généralement une structure granoblastique hétérogranulaire (figure IV.2A et IV.2B). Le feldspath constitue 65 à 75 % du volume de la roche : (1) feldspath potassique, (45 – 50%), souvent maclé Carlsbad; ils contiennent des inclusions; (2) plagioclases (20 – 25%) avec macles polysynthétiques, ils renferment des inclusions de quartz. Le quartz, (3 – 5%), est quelques fois étiré suivant la foliation. La biotite (5%) est très pléochroïque de couleur brun claire à brunfoncée. La sillimanite (5 – 10%) apparaît en cristaux soit allongés soit losangiques. Le grenat (0 – 3%) est sous forme de petits cristaux globulaires, craquelés. La cordiérite, 0 – 3%, est caractérisée par la présence de macle en biseau. Les minéraux opaques sont présents et en proportion faible.

➤ *Gneiss*

Ce sont des roches gris sombres à grains moyens ou fins. Elles sont en bancs intercalées avec des leptynites. Leur foliation est marquée par la succession de lits clairs (quartz, feldspath potassique) et de lits sombres (biotite, amphibole). La composition minéralogique est essentiellement de : plagioclase + feldspath potassique + quartz + biotite + amphibole ± graphite.

La microstructure de l'échantillon Z31 est de type granoblastique hétérogranulaire (figure IV.2C). Ils sont riches en feldspath : 30 à 35% de plagioclase (andésine) avec des macles polysynthétiques et 25 à 30% de feldspath potassique (microcline) qui a des macles d'albite-pericline en jupe écossaise, ce sont des cristaux subautomorphes à xénomorphes. Le quartz (3 à 5%) se présente généralement en petits cristaux xénomorphes à extinction roulante. La biotite, 10 à 15%, est sous forme lamellaire avec un pléochroïsme normal de brun clair à brun foncé.

L'amphibole (5%) présente les deux clivages et un relief fort. Les minéraux accessoires (5 à 10%) sont formés par le graphite et des minéraux opaques.

Par ailleurs, un autre faciès (Z22) gris clair et à grain fin est formé par les phases suivantes : (1) microcline (35 – 40%), en cristaux subautomorphes à xénomorphes avec des macles d'albite-péricline en jupe écossaise ; (2) orthose, (30 – 35%) subautomorphe à xénomorphe ; (3) quartz (5%), à extinction roulante ; (4) biotite (15 – 20%), sous forme de lamelle, très pleochroïque de brun clair à brun foncé ; (5) minéraux accessoires (3 – 5%) qui sont formés par des minéraux opaques.

➤ *Amphibolites*

Ces roches se rencontrent au sommet d'Ampizaramaso. Elles se présentent soit sous la forme de filons intrusifs soit en enclaves (à l'est du village d'Ambatrazo) dans les gneiss. Elles sont très sombres en patine et sombre en cassure, à grain moyen. L'assemblage minéralogique est constitué par : amphibole + plagioclase + pyroxène ± feldspath potassique ± biotite ± scapolite. Les amphibolites (Z1, Z25) ont une structure granoblastique hétérogranulaire (figure IV.2D et IV.2E). L'amphibole (20 – 30%) présente un clivage à deux directions et à relief fort. Le plagioclase (20 – 25%) est de type andésine renferme des macles polysynthétiques. Le scapolite (15 – 20%), xénomorphe, referme des inclusions du grenat. Le grenat (15 – 20%) est souvent en simplectite avec les minéraux associés. L'orthopyroxène (5 – 10%) a un relief moyen et une teinte de polarisation bleue verte à orange. Le feldspath potassique (5 – 10%) apparaît en cristaux subautomorphes à xénomorphes. La biotite (5 – 10%) est très pleochroïques de couleur brun clair à brun foncé, elle est sous forme de lamelles.

➤ *Pyroxénites*

Ce sont des roches sombres, sous forme de blocs, à grain moyen, elles se trouvent près du village Ambatrazo et au sommet d'Ampizaramaso. L'assemblage minéralogique est de : orthopyroxène + amphibole + scapolite + biotite.

L'observation microscopique de l'échantillon Z12A montre une structure granoblastique hétérogranulaire (figure IV.2F). L'orthopyroxène (40 – 50%) montre un relief fort, un clivage parfait et une teinte de polarisation bleue verte à bleue violacée du second ordre. L'amphibole (30 – 35%) est caractérisée par la présence d'un clivage parfait à deux directions et un relief fort. La scapolite (15 – 20%) est sous forme de cristaux subautomorphes à xénomorphes. La biotite (0 – 3%) présente sous forme de petites lamelles, très pleochroïques de couleur brun clair à brun foncé.

➤ *Quartzites*

Ce sont de faciès très clairs à grains moyens et à gros grains (figure IV.3). Ils sont en bandes de 10 à 20m de largeur qui se trouvent au sommet d'Ampizaramaso. Les quartzites sont composés essentiellement de quartz et quelques magnétites, ils sont très fracturés et quelques fois recoupés par des filons de quartz rose.



Figure IV.3 : Les quartzites à magnétites montrant beaucoup de fracturations perpendiculaires (diaclases) entre elles

IV.1.1.2 Les roches magmatiques

Les roches magmatiques sont représentées par des pegmatites et des filons de quartz. Ils sont souvent concordants ou transposés dans la foliation générale de roches métamorphiques.

Des niveaux pegmatitiques, de taille variable, ont été trouvés dans divers endroits du secteur d'étude. Aux environs d'Ampizaramaso, ils se présentent sous forme de jus injecté dans un plan de foliation et les cisaillements. Certaines pegmatites sont sursaturées en silice (riche en quartz et en orthose) qui empêchent la cristallisation des minéraux alumineux dans cet endroit. Du côté Est de la paroi du gisement, on trouve également des niveaux pegmatitiques très sodiques à beryl vert, biotite et amphibole.

Des filons, des filonnets et des veines de quartz, concordants ou transposés dans les roches métamorphiques, montrent également l'existence des circulations de fluides dans le secteur d'étude.

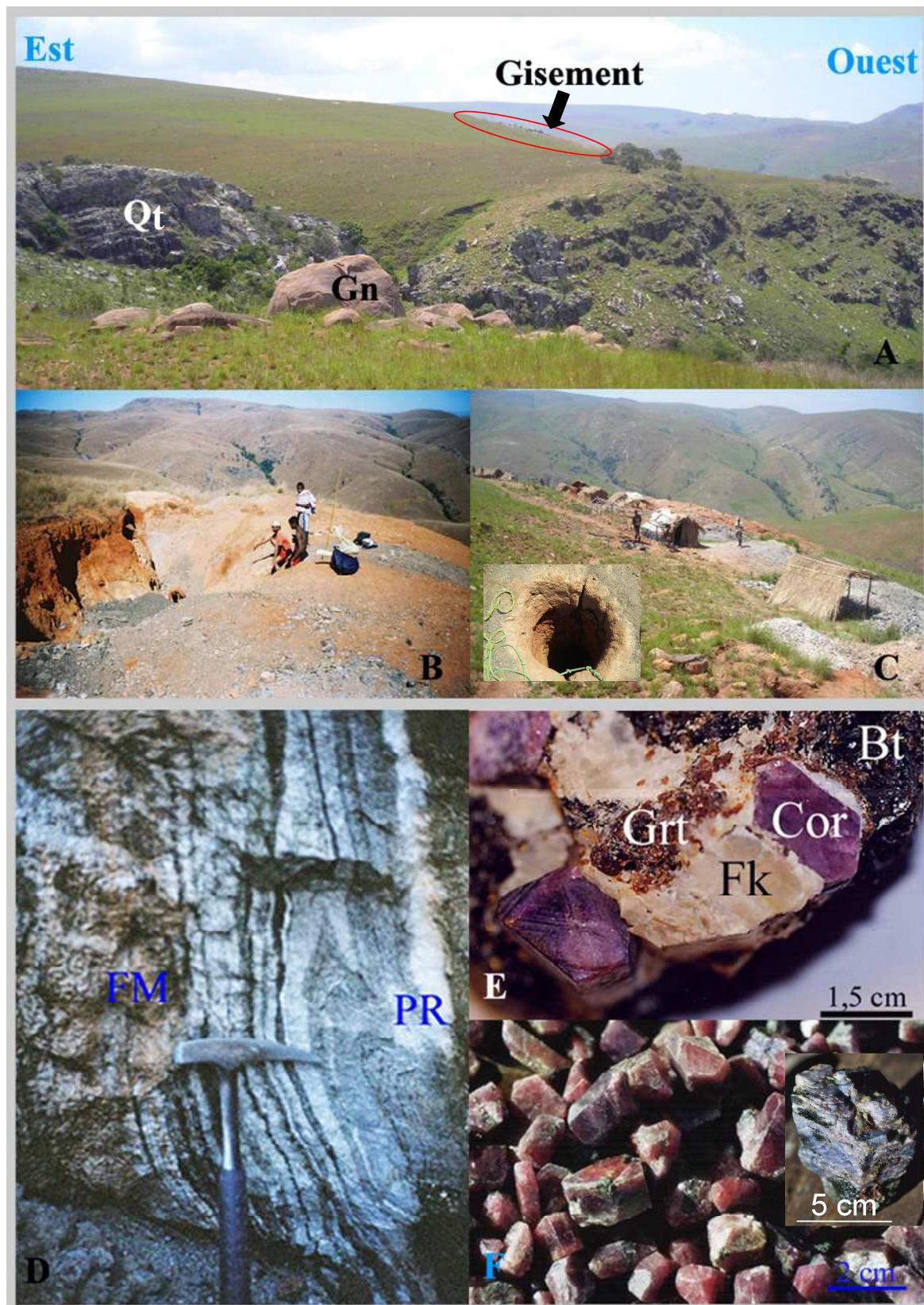


Figure IV.4: Photographies du gisement de saphir de Zazafotsy. A- Localisation du gisement sur le flanc Ouest de la colline d'Amboarohy, Qt : quartzites, Gn : gneiss recristallisé ; B- vues panoramiques de gisement : B- en 2004, C- en 2008 avec des puits ; D, coupe d'une lentille ; E- Biotites à corindon ; F- cristaux de saphir.

(Photos : G. Guiliani, Andriamamonjy S.A.)

IV.1.2 Description du gisement

IV.1.2.1 Géométrie du gisement

Le gisement se trouve dans la zone de cisaillement de Lamboany (Randrianasolo, 2009) qui a fonctionné au cours de l'événement tectonométamorphique d'âge Panafricain (Martelat *et al.*, 2000). Un âge Ar-Ar de 494 ± 5 Ma a été obtenu sur une biotite associée à un saphir confirmant que la minéralisation est panafricaine. Il se trouve sur le flanc Sud-ouest de la colline d'Amboarohy avec une altitude de 1125m et d'environ 20 x 110m de puissance (figure IV.4A, IV.4B, IV.4C). Il se présente sous forme de lentilles de gneiss feldspathiques intercalées dans les leptynites à grenat qui ont été affectées par la circulation de fluides suivant des fractures concordantes à la foliation métamorphique (Andriamamonjy, 2006). La foliation est de direction N005 avec un pendage de 70°E.

Suivant une coupe Est-Ouest d'une lentille depuis l'éponte jusqu'au centre, les faciès rencontrés sont la succession des : (1) protolithes du départ qui sont des leptynites à grenat et des gneiss feldspathiques à spinelle et grenat, (2) des faciès métasomatiques constitués par des biotites à tourmaline, des gneiss feldspathiques à fissures de biotite avec ou sans corindon, des grenatites à corindon, des biotites à grenat et corindon (figure 10 de l'article N°1, figure 9 de l'article N°2, figure IV.4D).

La plupart des saphirs sont contenus dans des schistes à biotite ou biotitites (Ralantsoarison *et al.* 2006, Giuliani *et al.*, 2007a, Rakotondrazafy *et al.*, 2008) (figure IV.4E). Ils sont associés à de la biotite, du plagioclase, du spinelle et du feldspath potassique formés autour du saphir et du grenat (Ralantsoarison *et al.*, 2006). Les gros cristaux se concentrent généralement au centre des lentilles. Le corindon est parfois entouré par une matrice feldspathique lui donne une structure orbiculaire.

IV.1.2.2 Caractéristiques du saphir

➤ *Habitus*

Les cristaux de corindon sont de taille variable, entre 5mm x 2mm et 4mm x 5mm en moyenne et on peut y trouver des gros cristaux autour de 10cm x 6,5cm (figure IV.4F). Ils possèdent trois habitus : (1) prismes hexagonaux longs, (2) prismes hexagonaux courts et (3) des formes tabulaires. Les faces sont formées par un prisme hexagonal $a(11.0)$, un pinacoïde $c(00.1)$, et le rhomboèdre positif $r(10.1)$ (figure IV.5A). Certains cristaux ont un développement surélevé, qui est composé par la combinaison de ces trois faces, sur les faces du pinacoïde et ont une

croissance inhabituelle (figure IV.5C) ; d'autres cristaux sont souvent modifiés par un développement ou absence de l'un de ces faces (Andriamamony 2006) :

- un développement du prisme hexagonal et du pinacoïde (très fréquent chez les cristaux tabulaires),
- une association du prisme hexagonal avec le pinacoïde qui est modifiée par le développement d'un rhomboèdre,



Figure IV.5 : Caractéristiques du saphir de Zazafotsy : A- habitus et différents type de couleur, B- dissolution minérale, C- déformation du cristal. (Photos : G. Giuliani, Andriamamony S. A.)

- un développement important soit sur les deux faces en prenant un aspect allongé soit sur les trois faces du prisme hexagonal pour donner une forme triangulaire soit sur quatre faces pour avoir un cristal losangique,

- un développement du prisme hexagonal et du rhomboèdre par rapport au pinacoïde pour donner une forme quelconque.

Quelques cristaux présentent un aspect luisant à cause du phénomène de dissolution minérale (figure IV.5B).

➤ *Couleur*

Les saphirs ont différentes couleurs allant du bleu foncé, bleu clair, bleu gris, fuchsia, orange, rose, violet, au mauve et marron (Andriamamonjy, 2006, Ralantsoarison et al., 2006) (figure IV.5). Quelques cristaux montrent des zonations de couleur soit suivant leur allongement soit de la bordure vers le centre du cristal (tableau IV.1).

Tableau IV.1: Différentes zonations de couleur dans les cristaux de saphirs

Types de cristaux	Zonations de couleur
rose violacé à fuchsia	rose violacé, fuchsia
orangé à violine	transparent, rose, rose clair, rose foncé, orangé, marron clair
rosé-orangé-violine	rose, transparent, violine, violacé, orangé
marron à mauve	marron foncé, marron orangé, marron clair, transparent
bleu	bleu foncé, bleu clair, gris bleu
bleu gris	transparent, bleu gris, mauve très clair
violine à rosé	violine transparent, mauve
rosé à transparent-rose foncé	rosé très foncé, rosé clair, mauve

Ces différentes couleurs dépendent essentiellement de la teneur en éléments chromophores (Mg^{2+} , Ti^{4+} , Cr^{3+} , Fe^{2+} , Ga^{3+}) (tableau annexe 2). Les résultats d'analyses chimiques et la chimie des saphirs en fonction de leur couleur sont présentées dans les articles N°1.

➤ *Observation microscopique*

En lumière naturelle, les cristaux de saphir sont soit automorphes soit subautomorphes. Ils sont fortement fracturés avec un fort relief. Ces cristaux sont faiblement pléochroïques, leur couleur est généralement incolore légèrement jaunâtre (figure IV.6a).

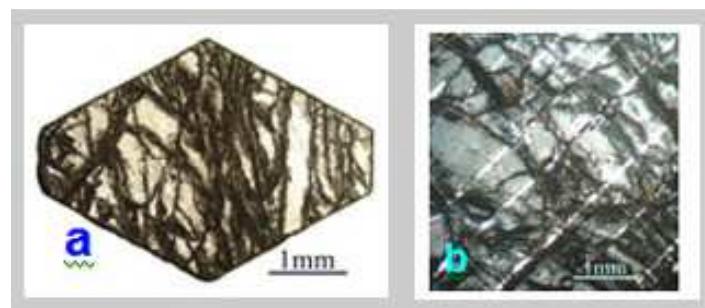


Figure IV.6: Microphotographies des cristaux de saphir (Andriamamonjy, 2006) :
a – cristaux de saphir en lumière naturelle, b – saphir maclé en lumière polarisée

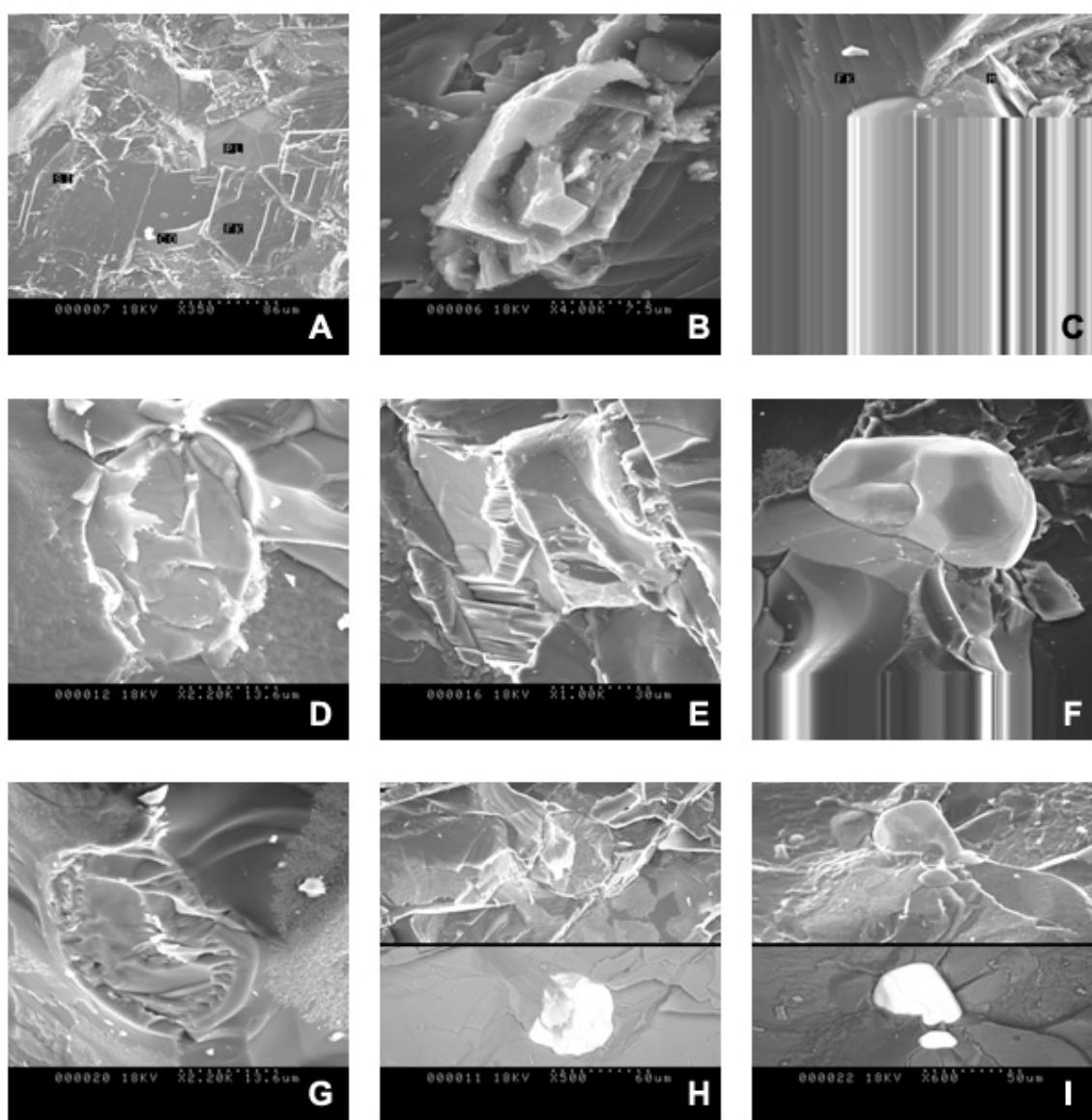


Figure IV.7 : Les différentes inclusions solides dans les saphirs obtenus au Microscope Electronique à Balayage (Andriamamonjy, 2006). A – feldspath potassique + plagioclase + sillimanite ; B – sillimanite ; C – mica (biotite) dans le feldspath inclus dans le saphir ; D, F, G, H par électrons rétrodiffusés – zircon ; E – mica (biotite), I – groupement de zircons avec une vue par électrons rétrodiffusés. CO = Corindon, FK = feldspath potassique, PL = plagioclase, M = mica, SI = sillimanite (Photos : G. Giuliani)

En lumière polarisée, la teinte de polarisation s'effectue essentiellement dans le gris du premier ordre. Certains cristaux présentent des macles allongées (figure IV.6b).

➤ *Les inclusions*

Aucune cavité d'inclusion fluide n'a été observée dans les saphirs étudiés. Seules les inclusions solides sont présentes. Les minéraux inclus dans les corindons sont la sillimanite, le feldspath potassique, le plagioclase, la biotite et le zircon (figure IV.7).

IV.1.3 Pétrographie des roches associées aux corindons

D'après les études sur terrain et les observations microscopiques, nous avons classé en deux types les différents faciès qui sont rencontrés dans le gisement de corindon :

(1) *les protolithes* (gneiss feldspathiques), qui sont des faciès initiaux. Ils ne sont pas affectés par le phénomène de métasomatose,

(2) *les faciès métasomatiques* regroupant les roches issues d'une circulation de fluides à l'intérieur du gisement. Ce sont les biotites à tourmaline, les gneiss feldspathiques à fissures de biotite et corindon, et les biotites à grenat, spinelle et corindon.

IV.1.3.1 Le protolith

➤ *Gneiss feldspathiques*

Ce faciès est une roche foliée, grise sombre à grain moyen. La foliation est formée par une alternance de lits clairs à plagioclase et feldspath potassique et de lits sombres à biotite et spinelle. L'assemblage minéralogique est : feldspath potassique + biotite + sillimanite + spinelle.

L'observation microscopique des échantillons (Z4, Z10) montrent une structure granoblastique hétérogranulaire (figure IV.8A). La roche est constituée de :

- feldspath potassique subautomorphe à xénomorphe, (10 – 15%), maclé Carlsbad. Il renferme des inclusions de quartz et de biotite ;

- plagioclase, (45 – 50%), en cristaux subautomorphes à xénomorphes, de type andésine.

Il présente la macle polysynthétique et renferme des inclusions de sillimanite et de biotite ;

- quartz (0 – 3%), à extinction roulante, sous la forme de petits cristaux xénomorphes libres ou en inclusions dans les minéraux associés ;

- biotite (30 – 35%), très pléochroïque. Elle est souvent incluse dans les autres minéraux ;

- sillimanite (3 – 5%), en baguettes allongées ou en paquets de fibres flexueuses ou à section losangiques.

- spinelle (3 – 5%), de forme xénomorphe. Il a une couleur vert clair

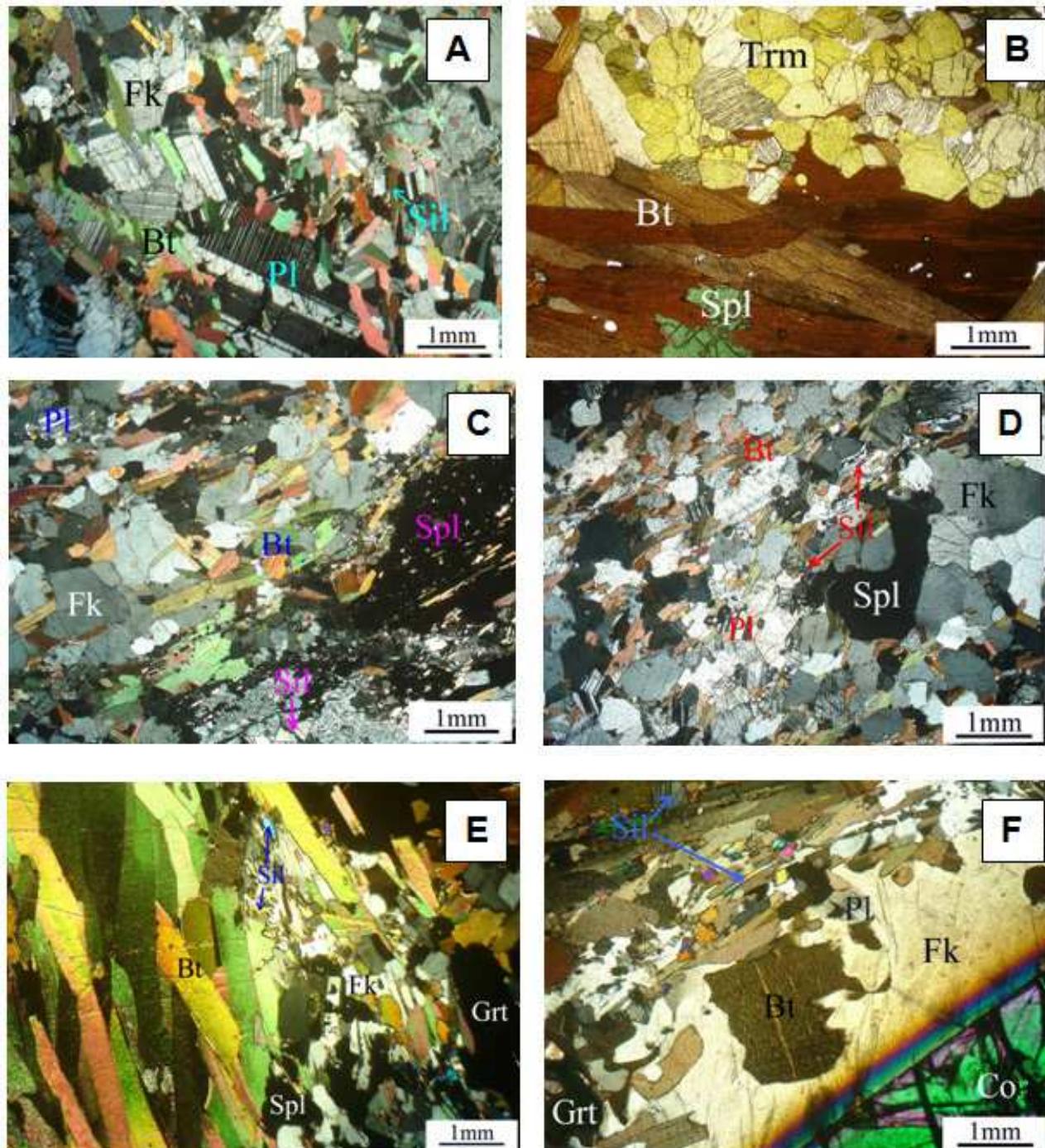


Figure IV.8 : Microphotographie des échantillons de roches associées au corindon en lumière naturelle (LN) et en lumière polarisée (LP) (Andriamamonjy, 2006). A : Z4 – gneiss feldspathiques (LP), B : Z5 – Biotitites à tourmaline (LN), C : Z6 – gneiss feldspathiques à fissures de biotite (LP), D : Z7 gneiss feldspathiques à fissures de biotite avec ou sans corindon (LP), E et F : Z8 – biotitites à corindon (LP).

IV.1.3.2 Les faciès métasomatiques (surmicacés)

➤ *Biotites à tourmaline*

Ce sont des roches très sombres matérialisées par une succession de faciès à gros grains (biotite) et un faciès à grains fins (tourmalinite) qui présentent une foliation rubanée. Les biotites sont les témoins de la circulation de fluide dans le gisement.

L'observation microscopique de la lame Z5 révèle une structure grano-lepidoblastique hétérogranulaire (figure IV.8B). La paragenèse est la suivante :

- la biotite, 50 – 60%, en lamelles renfermant des inclusions de zircons. Elle possède un pléochroïsme normal de couleur brun clair à brun foncé ;
- la tourmaline (35 – 40%), en cristaux globulaires de couleur brune à vert foncé. Elle présente un pléochroïsme inverse caractéristique de couleur brun-vert foncé à brun-vert clair ;
- le spinelle (5 – 10%), xénomorphe et de couleur verte ; il renferme parfois des inclusions de biotite et de tourmaline.

➤ *Gneiss feldspathiques à fissures de biotite et de corindon*

Ce sont des roches sombres à grains moyens. Elles sont marquées par la présence d'une foliation constituée par une alternance de lits clairs (feldspath potassique et plagioclase) et de lits sombres à biotite et quelques fissures à remplissage de biotite. Les fissures peuvent renfermer des gros cristaux de feldspath potassique et/ou de corindon. D'autres types de gneiss métasomatiques ne renferment pas de corindon. La composition minéralogique est : feldspath potassique + plagioclase + biotite + sillimanite + spinelle ± corindon.

L'observation microscopique des roches (Z6, Z7, Z13) met en évidence une structure grano-lépidoblastique hétérogranulaire (figures IV.8C et IV.8D). L'assemblage minéralogique est le suivant :

- feldspath potassique, (35 – 45%), parfois maclés en Carlsbad, se présentant en cristaux subautomorphes ou en mégacristaux subautomorphes pluricentimétriques ;
- plagioclase (5 – 15%), labrador, en cristaux subautomorphes à xénomorphes. Il renferme à la fois des macles polysynthétiques et Carlsbad;
- biotite (30 – 35%), en lamelles disposées suivant l'orientation de la foliation de la roche. Elle a une pléochroïsme normal de couleur brun claire à brun foncé ;
- sillimanite (3 – 5%), en baguettes allongées ou en paquets de fibres flexueuses ou en cristaux losangiques ;
- corindon (5 – 10%), en cristaux automorphes et fortement craquelés.
- spinelle (5%) vert, en cristaux subautomorphes.

- quartz (0 – 3%), de petits cristaux xénomorphes, à extinction roulante.

➤ *Biotitites à corindon*

Ce faciès est une roche à teinte sombre et à grain moyen. Les biotitites sont caractérisés par une matrice biotitique avec des gros cristaux de corindon, grenat, feldspath potassique et spinelle (taille plurimillimétrique à centimétrique). Ils se trouvent souvent au centre de la lentille.

Au microscope, l'échantillon Z8 a une structure lépido-grano-poeciloblatique (figures IV.8E et IV.8F). Il est constitué par du :

- grenat (25 – 30%), en cristaux subautomorphes à xénomorphes, craquelés. Il renferme des inclusions de feldspath, de biotite, de spinelle et de sillimanite. Il peut se présenter en mégacristaux subautomorphes ;

- biotite (30 – 35%), en cristaux lamellaires très pléochroïques, de couleur brun clair à brun foncé. Elle se trouve souvent en inclusion dans les autres minéraux ;

- feldspath potassique (15 – 20%), en cristaux subautomorphes à xénomorphes. Il renferme des inclusions de spinelle, biotite, sillimanite ;

- plagioclase (3 – 5%), type labrador, en cristaux subautomorphes à xénomorphes à macles polysynthétiques ; des petits cristaux de biotite, feldspath potassique et de spinelle s'observent en inclusions solides ;

- sillimanite (5%), en cristaux losangiques ou en baguettes ou en paquets de fibres flexueuses. Elle peut être incluse dans les autres minéraux ;

- corindon (5 – 10%), automorphes à subautomorphes et fortement craquelés, maclé ;

- spinelle (5%), en cristaux xénomorphes de couleur verte ; le spinelle et le zircon peuvent être inclus dans certains minéraux (grenat, corindon, biotite, feldspath potassique) ;

- autres minéraux accessoires (0 – 3%), constitués par des petits cristaux de zircon et de grandidiérite.

IV.2 GEOCHIMIE DES DIFFERENTS FACIES

IV.2.1 Eléments majeurs

Le diagramme rectangulaire proposé par De la Roche (1968) est le plus simple pour la détermination de la nature des protolithes des roches métamorphiques. Il est établi à partir des trois éléments majeurs : Na, K et Al. Il est construit à partir des paramètres Al/3-Na en abscisse et Al/3-K en ordonnée exprimés en milliatomes-grammes dans 100 g de roche ou de minéral (figure IV.9). Ce diagramme a la particularité de pouvoir séparer les pôles des trois feldspaths

Tableau IV.2 : Analyses des éléments majeurs par émission ICP-AES

Label	Z4	Z5	Z6	Z7	Z8	Z10	Z12	Z13	Z14
SiO₂	48,71	33,75	46,36	45,45	34,97	48,17	69,08	47,02	54,70
Al₂O₃	25,61	21,49	27,44	25,78	28,70	25,69	7,52	29,22	4,81
Fe₂O₃	8,05	18,23	9,29	10,30	20,00	5,72	2,86	8,87	1,97
MnO	0,02	0,01	0,03	0,05	0,15	0,03	0,06	0,02	0,11
MgO	3,28	8,49	3,19	3,72	8,16	4,19	3,31	3,43	15,61
CaO	2,96	0,66	0,74	2,94	0,46	7,26	12,11	0,12	22,53
Na₂O	2,57	0,60	1,39	2,44	0,47	3,35	1,23	1,01	0,42
K₂O	6,54	7,05	8,82	6,53	5,46	3,50	0,63	8,83	0,00
TiO₂	0,99	3,99	1,00	0,89	0,69	1,37	0,39	1,07	0,06
P₂O₅	0,04	0,36	0,05	0,09	0,08	0,05	0,11	0,06	0,04
PF	0,75	1,82	0,73	0,56	0,02	0,98	1,97	0,80	0,53
Total	99,52	96,44	99,04	98,74	99,14	100,32	99,28	100,44	100,77
Si	811,02	561,94	771,89	756,74	582,25	802,10	1150,22	782,82	910,77
Al	502,45	421,62	538,36	505,79	563,08	503,96	147,58	573,18	94,35
Fe	101,16	229,08	116,74	129,43	251,32	71,92	35,95	111,50	24,75
Mn	0,28	0,14	0,42	0,70	2,11	0,47	0,87	0,21	1,55
Mg	81,35	210,57	79,12	92,26	202,38	103,97	82,19	85,09	387,15
Ca	52,78	11,77	13,20	52,43	8,20	129,53	215,89	2,12	401,71
Na	82,90	19,35	44,84	78,71	15,16	108,06	39,71	32,48	13,58
K	138,85	149,68	187,26	138,64	115,92	74,31	13,38	187,41	0,00
Ti	12,39	49,94	12,52	11,14	8,64	17,17	4,91	13,40	0,76
P	0,56	5,07	0,70	1,27	1,13	0,66	1,56	0,87	0,52

dans le triangle Ab, An, Or. Il permet de distinguer les formations magmatiques et sédimentaires. Neuf échantillons sont analysés, les protolithes sont des gneiss feldspathiques (Z4, Z10) et les faciès métasomatiques sont représentés par des gneiss feldspathiques biotitisés (Z6, Z7, Z13), des biotites à tourmaline (Z5), des biotites à corindon (Z8), biotites à grenat (Z12), des pegmatites à beryl (Z14). Les résultats des analyses sont présentés dans le tableau IV.2.

Les protolithes (Z4) et les faciès métasomatiques (Z5, Z6, Z7, Z13) ont une projection géochimique dans le domaine des roches sédimentaires matures, c'est-à-dire celui qui correspond aux schistes noirs (shales) avec K>Na.

Les roches à corindon et grenat (Z8) qui se situent dans le domaine de formation des minéraux alumineux.

Le protolithe Z10 appartient au domaine de spilites avec Na>K.

Par ailleurs, les pegmatites (Z14) et les pyroxénites (Z12) qui se trouvent en dehors du gisement se regroupent dans le domaine des sub-grauwackes.

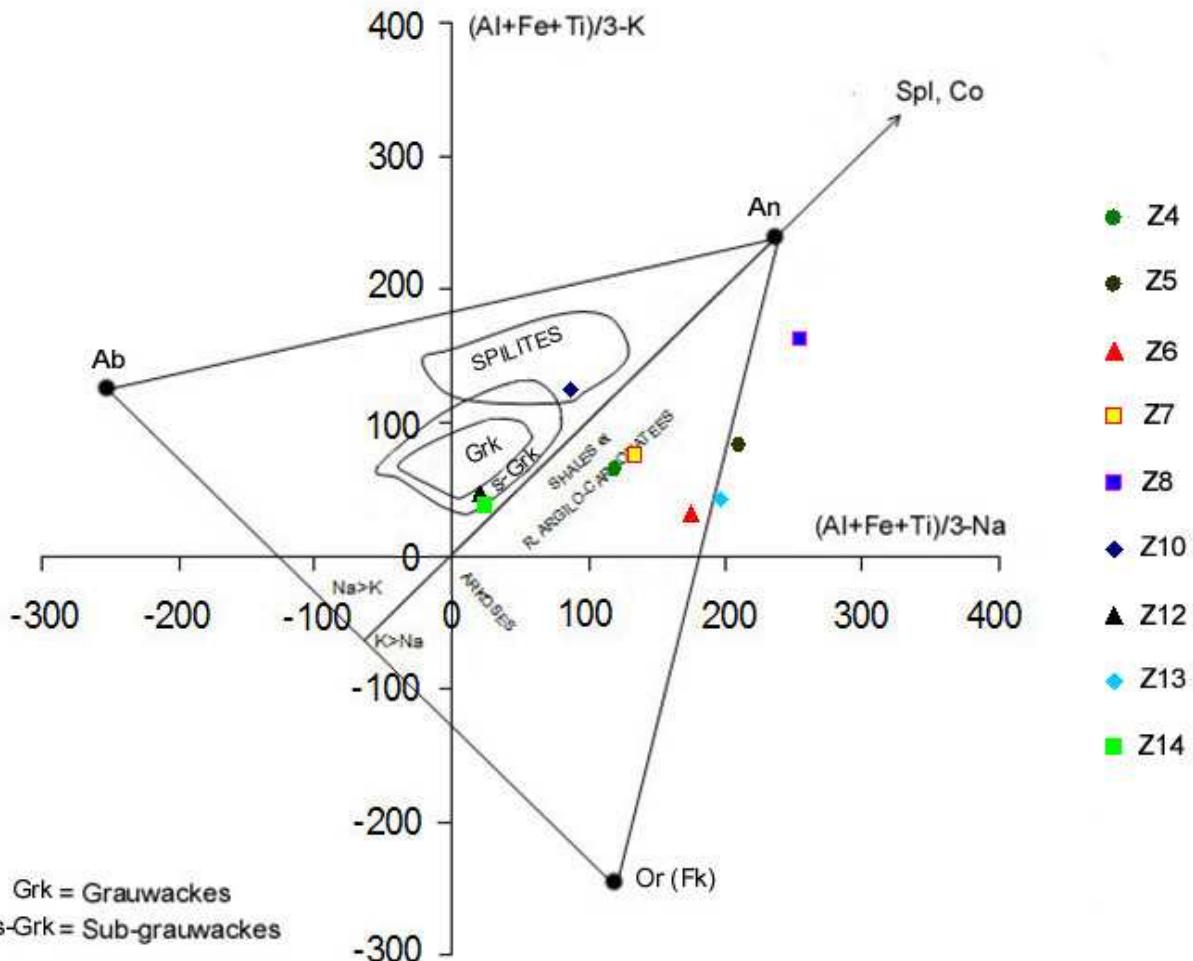


Figure IV.9 : Diagramme de De La Roche (1968) $(\text{Al}+\text{Fe}+\text{Ti})/3\text{-Na}$ en fonction de $(\text{Al}+\text{Fe}+\text{Ti})/3\text{-K}$ montrant la distribution géochimique des différents faciès caractéristiques du gisement de Zazafotsy

IV.2.2 Les Terres Rares

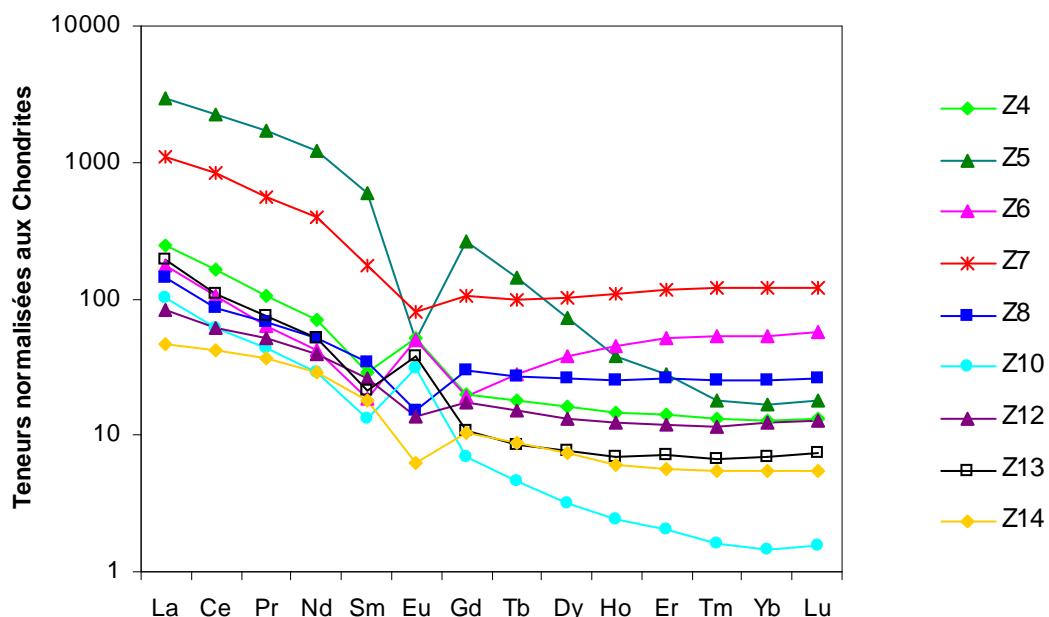
Les Terres Rares sont des éléments chimiques présents en trace dans les roches. En particulier, les Terres Rares légères ont une très grande affinité pour les fluides (éléments hygromagmatophiles).

Le tableau IV.3 montre les teneurs des 14 Terres Rares analysées et qui ont été normalisées par rapport aux chondrites (Evensen et al., 1978). Les résultats ainsi obtenus pour chaque roche sont reportés dans la figure IV.10.

Les spectres de Terres Rares ont une pente négative du La (Terre Rare légère) vers l'Yb (Terre Rare lourde). En effet, le fractionnement des Terres Rares est fort, marqué un rapport La/Yb compris entre 3,27 et 175,26.

Tableau IV.3 : Les analyses des Terres Rares normalisées aux chondrites (Evensen et al., 1978)

Label	Z4	Z5	Z6	Z7	Z8	Z10	Z12	Z13	Z14
La	244,48	2932,95	177,02	1097,30	142,97	102,37	81,68	191,66	46,24
Ce	161,31	2244,87	104,33	835,08	84,90	61,78	60,43	108,84	42,66
Pr	103,54	1688,28	63,34	553,91	68,17	42,87	51,21	74,68	36,64
Nd	69,90	1218,66	42,57	391,73	52,01	29,02	39,81	50,95	28,81
Sm	29,10	604,09	18,49	172,79	34,03	13,43	25,77	21,10	18,15
Eu	51,22	49,76	49,36	78,99	15,32	30,94	13,53	38,28	6,27
Gd	19,68	266,13	19,45	106,36	30,01	6,86	17,44	10,93	10,46
Tb	17,86	140,69	27,98	99,33	27,34	4,54	15,41	8,49	8,79
Dy	16,39	72,22	38,02	102,87	26,41	3,18	13,46	7,65	7,46
Ho	14,64	37,92	45,43	107,48	25,59	2,38	12,19	7,04	6,07
Er	14,15	28,30	51,60	116,99	25,96	2,03	12,01	7,20	5,69
Tm	13,32	17,92	52,87	119,88	24,99	1,60	11,60	6,60	5,51
Yb	12,98	16,74	54,21	121,38	25,01	1,45	12,29	6,95	5,52
Lu	13,43	18,00	56,36	120,87	26,35	1,54	12,80	7,40	5,44
La/Yb	18,84	175,26	3,27	9,04	5,72	70,72	6,65	27,59	8,37

**Figure IV.10 :** Profils de distribution des Terres Rares dans le protolith et les faciès métasomatiques (Andriamamonjy, 2006). *Protolith : gneiss feldspathiques (Z4) ; faciès métasomatiques : biotites à tourmaline (Z5), gneiss feldspathiques à fissure de biotite (Z6), gneiss feldspathiques à fissure de biotite et corindon (Z7), grenatites (Z8)*

Les protolithes (échantillon Z4 et Z10) présentent un profil de spectre à pente faible avec un rapport La/Yb de 18,24. Ils sont légèrement enrichis en Terres Rares lourdes et il présente un fractionnement pour les Terres Rares légères du La/Sm de 8,40. Il montre une anomalie positive en Eu qui est due à une accumulation de cet élément (Eu) par le plagioclase. En effet, l'étude

pétrographique du gneiss feldspathique confirme un assemblage à plagioclase à 35% en composition modale.

Les faciès métasomatiques sont caractérisés par un fractionnement important des Terres Rares. Le comportement des Terres Rares au cours de la métasomatose alcaline peut être suivi à partir du spectre Z6 qui correspond à un gneiss feldspathique affecté par des micro-fissurations peu intenses et à remplissage de biotite, des spectres Z7, Z12 et Z13 un gneiss feldspathique qui est fortement biotisé et qui contient du grenat et du corindon, du spectre Z8 qui est la roche porteuse de la minéralisation située au cœur des lentilles à corindon, grenat et biotite, et du spectre Z5 qui est une biotite.

On remarquera que le spectre Z6 a une anomalie positive en europium que le spectre Z4 et Z10 (les protolithes). Cependant, nous pouvons remarquer un net appauvrissement en Terres Rares légères et un net enrichissement en Terres Rares lourdes.

Le spectre Z7 qui représente un stade avancé de l'altération métasomatique marqué par la biotitisation, montre un très net enrichissement en Terres Rares (Σ Terres Rares = 4034,01) par rapport au protolithe. Ces Terres Rares sont apportées par le fluide métasomatique. Le fractionnement en Terres Rares légères ($\text{La/Sm} = 6,35$) est moins important que celui du protolithe ($\text{La/Sm} = 13$) mais par contre, le spectre est enrichi en Terres Rares lourdes. L'anomalie positive en europium a disparu et une anomalie négative apparaît.

Le spectre Z8 et Z12 de la zone centrale de la lentille possède une allure de spectre quasiment identique à celle du protolithe Z4 mais la signature géochimique de la métasomatose apparaît avec une anomalie négative en europium similaire à celle rencontrée dans le spectre de Z7.

Le spectre de Z5 est très enrichie en Terres Rares (Σ Terres Rares = 2659,40) par rapport aux autres faciès métasomatiques avec un fractionnement La/Sm de 4,8 et un fort fractionnement des Terres Rares lourdes ($\text{Gd/Yb} = 13,51$). L'anomalie négative en europium est majeure. Ce spectre représente la signature isotopique d'un fluide très riche en Terres Rares. Leur empreinte du fluide est marquée sur le protolithe par l'acquisition de l'anomalie négative en europium (spectres Z7 et Z8).

Le spectre de Z14 (pegmatites) est caractérisé par une anomalie négative en europium et un fractionnement des Terres Rares légères ($\text{La/Sm} = 2,54$) et des Terres Rares lourdes ($\text{Gd/Yb} = 1,9$). Ce spectre des pegmatites qui se trouve au contact du gisement montre également l'importance de la circulation des fluides dans le gisement.

IV. 3 CHIMIE DES MINERAUX

Les phases minérales des trois échantillons (Z4, Z5, Z8) qui représentent le protolith et les métasomatites à corindons ont été analysées à la microsonde électronique. Les compositions chimiques et les formules structurales de chaque phase minérale sont présentées dans les tableaux IV.4 à IV.10. Les analyses chimiques permettent de déterminer la nature exacte des minéraux et d'utiliser leurs compositions à la détermination des conditions de formations durant le métamorphisme.

Tableau IV.4 : Compositions chimiques et formules structurales des feldspaths potassiques calculées sur la base de 8 oxygènes

Label No	Z4- 1 19	Z4- 1bis 20	Z8- 1-4 37	Z8- 4-1 41	Z8-2-4 47
SiO₂	67,35	65,42	67,13	69,77	66,26
TiO₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06
Al₂O₃	18,85	18,70	18,61	19,26	18,77
Cr₂O₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
FeO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	0,13	0,09	0,15	0,16	0,15
BaO	0,71	0,65	0,25	0,42	0,30
Na₂O	2,05	1,77	1,37	1,39	1,39
K₂O	13,56	14,69	13,60	9,69	14,04
Total	102,65	101,32	101,11	100,69	100,99
Si	3,01	2,99	3,03	3,08	3,01
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	0,99	1,01	0,99	1,00	1,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe²⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01
Ba	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01
Na	0,18	0,16	0,12	0,12	0,12
K	0,77	0,85	0,78	0,54	0,81
Total	4,97	5,02	4,93	4,76	4,96
An (en mole %)	0,65	0,45	0,78	1,14	0,78
Ab	18,53	15,41	13,20	17,71	12,96
Or	80,82	84,14	86,02	81,15	86,26

IV.3.1 Feldspath potassique

Les analyses chimiques du feldspath potassique sont données dans le tableau IV.4. Les formules structurales ont été calculées sur la base de 8 oxygènes. La proportion molaire en orthose est comprise entre 80,82 et 86,26%. Ils sont généralement homogènes (figure IV.11).

Tableau IV.5: Compositions chimiques et formules structurales des plagioclases calculées sur la base de 8 oxygènes

Label No	Z4- 1- 2 21	Z4- 1- 3 22	Z4-2-4 26	Z4-2-5 27	Z8- 1-3 36	Z8-2-5 48
SiO₂	61,57	58,38	58,21	57,88	59,76	59,45
TiO₂	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al₂O₃	24,73	27,30	26,91	26,67	25,52	26,00
Cr₂O₃	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
FeO	0,00	0,00	0,02	0,01	0,11	0,04
MnO	0,03	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	6,41	9,09	9,14	9,00	8,08	8,40
BaO	0,05	0,00	0,01	0,08	0,00	0,00
Na₂O	6,09	5,73	6,12	6,50	5,79	6,00
K₂O	1,40	0,20	0,19	0,14	0,11	0,20
Total	100,29	100,69	100,62	100,33	99,38	100,11
Si	2,73	2,59	2,59	2,59	2,67	2,64
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	1,29	1,43	1,41	1,40	1,34	1,36
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe²⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,30	0,43	0,44	0,43	0,39	0,40
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,52	0,49	0,53	0,56	0,50	0,52
K	0,08	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Total	4,93	4,95	4,97	5,00	4,91	4,94
An (en mole %)	33,58	46,16	44,69	43,00	43,26	43,11
Ab	57,71	52,66	54,19	56,23	56,05	55,69
Or	8,72	1,18	1,12	0,77	0,69	1,20

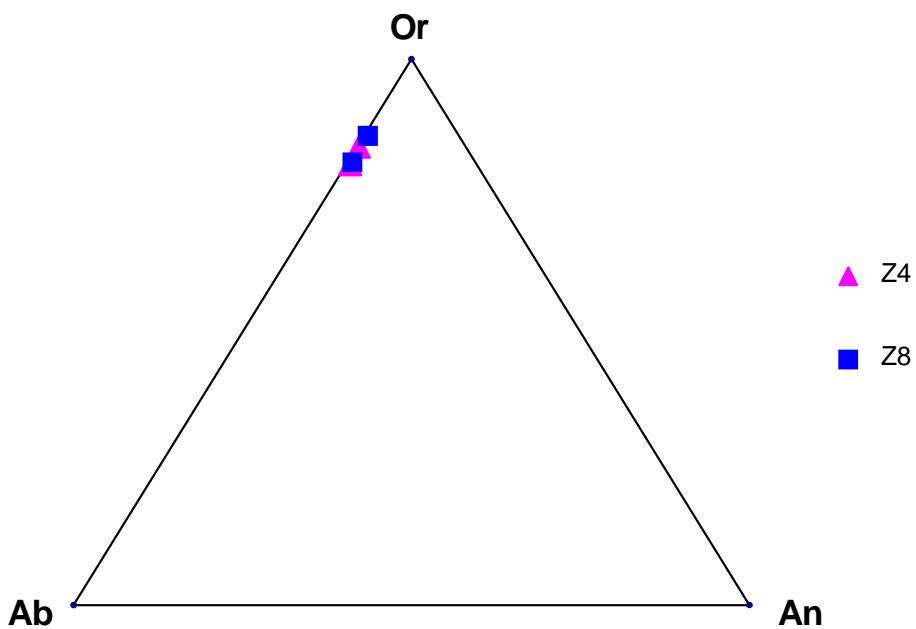


Figure IV.11: Projection des feldspaths potassiques dans un diagramme ternaire Or – Ab – An
Protolith : gneiss feldspathiques (Z4) ; Faciès métasomatique : grenatites (Z8)

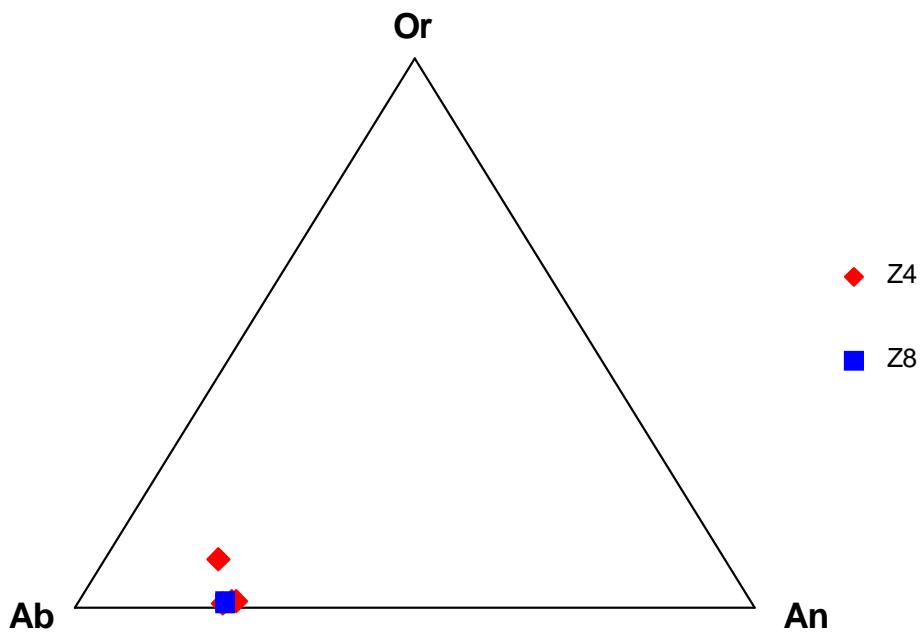


Figure IV.12: Projection des plagioclases dans le diagramme ternaire Or – Ab – An
Protolith : gneiss feldspathiques (Z4) ; Faciès métasomatique : grenatites (Z8)

IV.3.2 Plagioclase

Les compositions chimiques et les formules structurales des plagioclases sont données dans le tableau IV.5. Les calculs des formules structurales ont été réalisés sur la base de 8 oxygènes. La composition du plagioclase en An compris entre 33,58 et 46,16% (tableau IV.5, figure IV.12). Il correspond au labrador.

IV.3.3 Corindon

Les analyses chimiques de corindon sont répertoriées dans le tableau 2, article N°1. Il renferme des éléments en traces comme le Mg, Ti, Fe, Cr, Ga, V qui ont des teneurs variables suivant la couleur du cristal. En générale, le corindon est caractérisé par un enrichissement en fer et un faible teneur en chrome (Andriamamojo, 2006, Ralantsoarison et al., 2006)

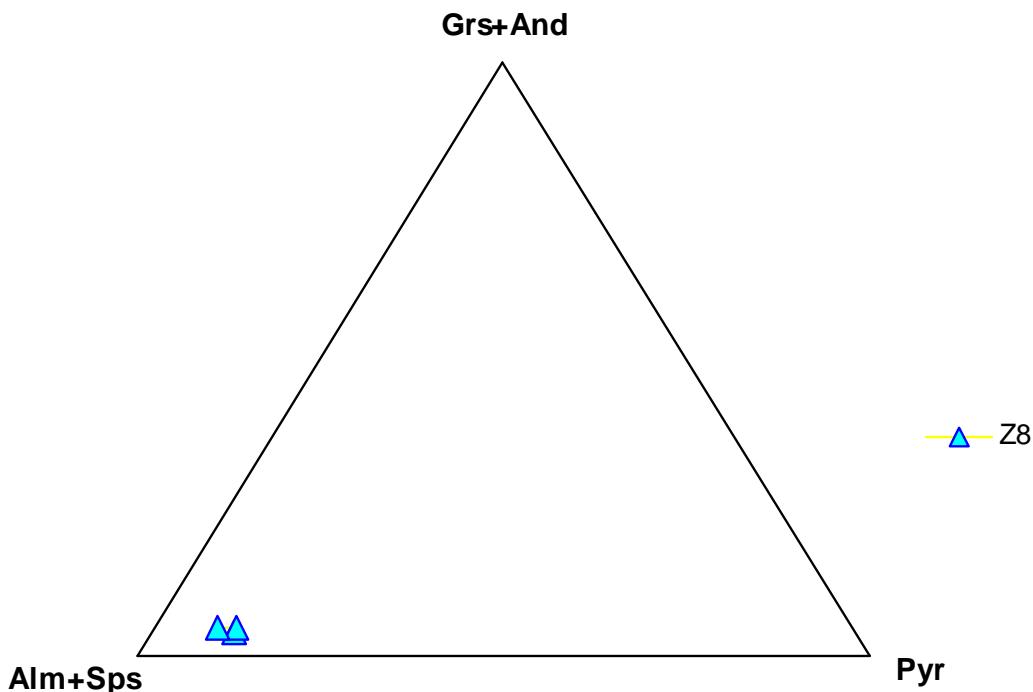


Figure IV.13: Projection des grenats dans un diagramme ternaire (Alm + Sps) – Pyr – (Grs + And)

IV.3.4 Grenat

Les compositions chimiques du grenat sont présentées dans le tableau IV.6. Les formules structurales ont été calculées sur la base de 24 oxygènes. Les grenats montrent des compositions en almandin compris entre 70,07% et 76,62%, pyrope entre 17,18 et 22,61%, et grossulaire entre

3,86 et 4,79% (figure IV.13). Il s'agit d'un grenat de type almandin. La zonation du cristal n'est pas analysée.

Tableau IV.6: Compositions chimiques et formules structurales des grenats calculées sur la base de 24 oxygènes

Label No	Z8- 1-5 38	Z8- 4-2 42	Z8-2-3 46
SiO₂	37,60	38,41	37,94
TiO₂	0,00	0,00	0,01
Al₂O₃	21,58	21,71	21,30
Cr₂O₃	0,04	0,01	0,06
FeO	33,79	33,94	35,27
MnO	0,22	0,19	0,27
MgO	5,90	5,93	4,44
CaO	1,40	1,69	1,72
BaO	0,03	0,00	0,00
Na₂O	0,00	0,00	0,01
K₂O	0,00	0,00	0,00
Total	100,55	101,88	101,01
 Si	5,91	5,97	5,95
Ti	0,00	0,00	0,00
Al^{VI}	1,91	1,94	1,89
Al^{IV}	2,09	2,03	2,05
Cr	0,01	0,00	0,01
Fe³⁺	0,18	0,12	0,04
Fe²⁺	4,28	4,29	4,62
Mn	0,03	0,03	0,04
Mg	1,38	1,37	1,04
Ca	0,24	0,28	0,29
Ba	0,00	0,00	0,00
Na	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00
Total	16,00	16,03	15,89
 Ouv	0,09	0,03	0,13
Alm	70,07	70,51	76,62
Sps	0,49	0,41	0,60
Pyr	22,61	22,53	17,18
Grs	3,86	4,60	4,79
And	2,89	1,92	0,67

Tableau IV.7: Compositions chimiques et formules structurales des spinelles calculées sur la base de 32 oxygènes

Label No	Z4-2-1 23	Z4- 3-1 28	Z8- 1-1 34	Z8-2-1 40
SiO₂	0,00	0,00	0,00	0,00
TiO₂	0,00	0,04	0,05	0,00
Al₂O₃	58,33	58,46	58,28	58,20
Cr₂O₃	0,22	0,24	0,46	0,47
FeO	37,63	37,20	36,49	37,10
MnO	0,12	0,12	0,04	0,04
MgO	3,24	4,34	4,24	4,00
CaO	0,01	0,00	0,02	0,01
BaO	0,00	0,00	0,00	0,00
Na₂O	0,01	0,01	0,00	0,00
K₂O	0,00	0,00	0,00	0,05
Total	99,55	100,41	99,59	99,85
Si	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,00	0,01	0,01	0,00
Al	15,74	15,59	15,63	15,62
Cr	0,04	0,05	0,09	0,09
Fe²⁺	7,20	7,04	6,94	7,06
Mn	0,02	0,02	0,01	0,01
Mg	1,10	1,46	1,44	1,36
Ca	0,00	0,00	0,01	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,00	0,01	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,01
Total	24,11	24,18	24,13	24,15
XMg	0,14	0,18	0,18	0,17
XFe	0,87	0,83	0,83	0,84
XCr	0,00	0,00	0,01	0,01

IV.3.5 Spinelle

Les compositions chimiques et les formules structurales des spinelles sont présentées dans le tableau IV.7. Les formules structurales ont été calculées sur la base de 32 oxygènes. La teneur de l'alumine en atome dans la formule structurale du spinelle varie de 15,59 à 15,62 celle du fer de 6,94 à 7,20 et le rapport XMg est compris entre 0,14 et 0,18. Il s'agit de spinelle type hercynite (figure IV.14).

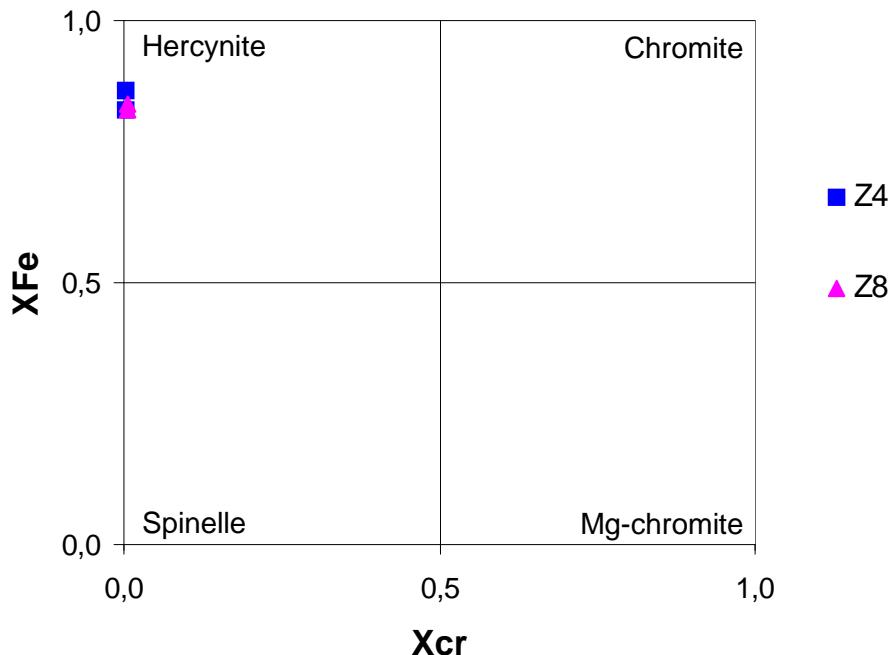


Figure IV.14: Diagramme XCr = Cr/(Cr + Al) en fonction de XFe = Fe²⁺/(Fe²⁺ + Mg) des spinelles dans les gneiss feldspathiques (Z4) et les biotites à corindon (Z8)

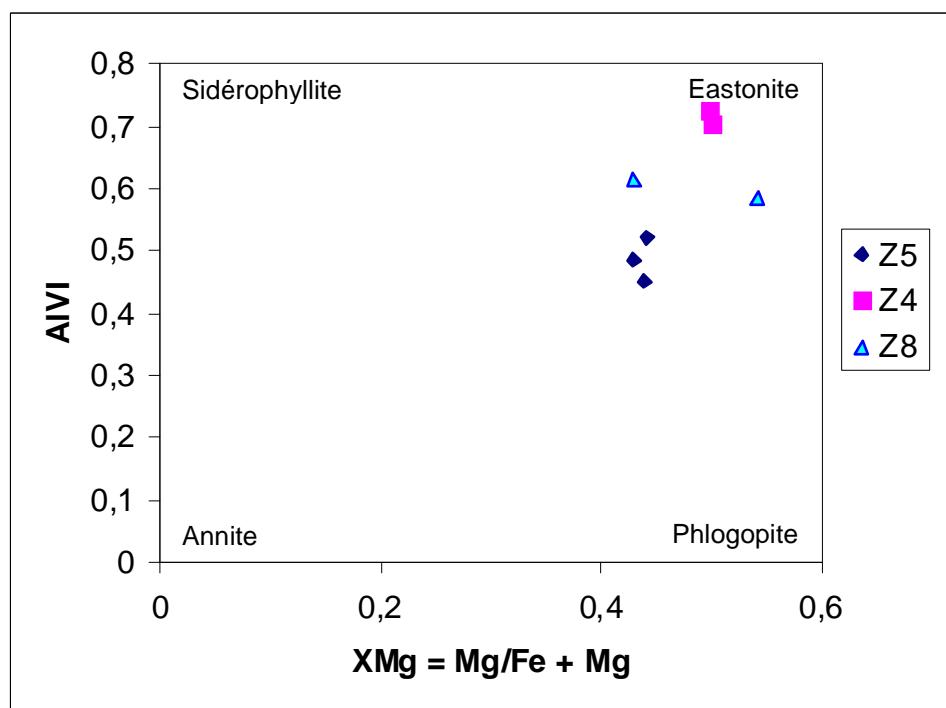


Figure IV.15: Diagramme Al^{VI} en fonction de XMg des biotites. Protolith : Z4 (gneiss feldspathiques) ; faciès métasomatiques : Z5 (biotites à tourmaline), Z8 (grenatites)

Tableau IV.8 : Compositions chimiques et formules structurales des biotites calculées sur la base de 22 oxygènes

Label No	Z5- 1- 4 14	Z5- 1- 5 15	Z5- 1- 6 16	Z4-2-2 24	Z4- 3-3 30	Z8- 1-6 39	Z8- 4-3 43
SiO₂	35,68	35,57	35,46	35,16	35,59	35,79	34,98
TiO₂	5,36	5,15	5,05	3,16	2,92	3,54	3,85
Al₂O₃	17,93	18,21	17,89	19,78	19,50	18,00	18,13
Cr₂O₃	0,01	0,00	0,04	0,03	0,04	0,02	0,03
FeO	20,21	19,81	20,37	18,58	18,69	16,92	20,06
MnO	0,00	0,06	0,10	0,00	0,07	0,00	0,04
MgO	8,55	8,80	8,97	10,48	10,37	11,23	8,48
CaO	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
BaO	0,26	0,09	0,15	0,00	0,00	0,00	0,00
Na₂O	0,31	0,30	0,32	0,11	0,04	0,16	0,16
K₂O	9,53	9,53	9,64	10,02	10,01	9,92	10,12
F	0,77	0,45	0,54	0,96	0,65	0,76	0,28
.-O=F	-0,32	-0,19	-0,23	-0,40	-0,27	-0,32	-0,12
Total	98,94	98,17	98,76	98,69	98,15	96,65	96,23
Si	5,329	5,315	5,299	5,236	5,303	5,389	5,348
Ti	0,602	0,002	0,002	0,002	0,001	0,002	0,001
Al	3,156	3,207	3,151	3,471	3,424	3,194	3,267
Cr	0,001	0,000	0,005	0,004	0,005	0,002	0,004
Fe²⁺	2,525	2,476	2,547	2,313	2,328	2,130	2,564
Mn	0,000	0,008	0,013	0,000	0,009	0,000	0,005
Mg	1,905	1,959	1,999	2,327	2,304	2,520	1,933
Ca	0,004	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ba	0,015	0,005	0,009	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,090	0,087	0,093	0,032	0,010	0,046	0,046
K	1,815	1,817	1,839	1,903	1,902	1,905	1,974
F	0,364	0,212	0,255	0,451	0,307	0,360	0,135
Total	15,807	15,089	15,211	15,739	15,592	15,549	15,277
Al^{VI}	0,49	0,52	0,45	0,71	0,73	0,58	0,61
Al^{IV}	2,67	2,69	2,70	2,76	2,70	2,61	2,65
XMg	0,43	0,44	0,44	0,50	0,50	0,54	0,43

IV.3.6 Biotite

Compositions chimiques et formules structurales des biotites sont données dans le tableau IV.8. Leurs formules structurales de la biotite ont été calculées sur la base de 22 oxygènes. Elle est riche en fer (Fe>Mg) et en aluminium avec des teneurs en Al^{VI} atomique variables entre 0,45 et 0,72. La valeur du rapport XMg = Mg/Fe+Mg est comprise entre 0,43 et 0,54. Il s'agit d'un mica de type Eastonite (figure IV.14). La teneur en fluor est significative variant de 0,135 à 0,541, il marque la signature d'une circulation des fluides dans le gisement.

IV.3.7 Sillimanite

Les analyses chimiques de la sillimanite sont répertoriées dans le tableau IV.9, ses formules structurales sont calculées sur la base de 5 oxygènes. La sillimanite est constituée de 62,45% d'Al₂O₃, 35,57% de SiO₂ et de 0,40% de FeO.

Tableau IV.9 : Composition chimique et formule structurale de la sillimanite calculées sur la base de 5 oxygènes

Label No	Z4-2-3 25
SiO₂	35,57
TiO₂	0,00
Al₂O₃	62,45
Cr₂O₃	0,04
FeO	0,40
MnO	0,04
MgO	0,06
CaO	0,02
BaO	0,00
Na₂O	0,03
K₂O	0,00
Total	98,62
Si	0,98
Ti	0,00
Al	2,02
Cr	0,00
Fe²⁺	0,01
Mn	0,00
Mg	0,00
Ca	0,00
Ba	0,00
Na	0,00
K	0,00
Total	3,01

IV.3.8 Tourmaline

Le tableau IV.10 montre leurs compositions chimiques et leurs formules structurales qui ont été calculées sur la base de 24 oxygènes. Les cristaux de tourmaline en bordure sont nettement plus riches en fluor que ceux qui se trouvent au centre du faciès à tourmaline. Ils renferment de l'Al₂O₃ (33,21-34,13% poids), du FeO (6,63-7,18% poids). La teneur en magnésium sont très variable (2,38-6,23% poids).

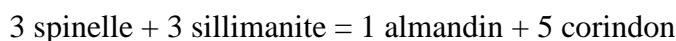
Tableau IV.10 : Compositions chimiques et formules structurales des tourmalines calculées sur la base de 24 oxygènes

Label No	Z5- 1- 1 11	Z5- 1- 2 12	Z5- 1- 3 13	Z5- 1- 7 17	Z5- 1- 8 18
SiO₂	34,85	36,22	35,37	35,23	36,08
TiO₂	1,20	1,28	1,33	1,32	1,18
Al₂O₃	33,43	33,16	34,13	33,83	33,21
Cr₂O₃	0,10	0,02	0,08	0,06	0,05
FeO	7,18	6,63	6,89	6,90	6,68
MnO	0,00	0,05	0,02	0,06	0,00
MgO	2,38	5,38	6,23	5,17	5,67
CaO	2,43	1,68	2,25	2,22	1,71
BaO	0,00	0,00	0,02	0,10	0,03
Na₂O	1,38	1,66	1,27	1,34	1,63
K₂O	0,13	0,08	0,11	0,13	0,04
F	0,50	0,03	0,00	0,39	0,42
Total	83,57	86,16	87,69	86,74	86,68
O=F	0,21	0,01	0,00	0,17	0,18
TOTAL	83,36	86,15	87,69	86,57	86,51
Si	5,73	5,79	5,59	5,60	5,72
Ti	0,15	0,15	0,16	0,16	0,14
Al	6,48	6,25	6,35	6,34	6,20
Cr	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01
Fe²⁺	0,99	0,89	0,91	0,92	0,88
Mn	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00
Mg	0,58	1,28	1,47	1,22	1,34
Ca	0,43	0,29	0,38	0,38	0,29
Ba	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Na	0,44	0,51	0,39	0,41	0,50
K	0,03	0,02	0,02	0,03	0,01
F	0,26	0,01	0,00	0,20	0,21
Total	15,10	15,20	15,28	15,28	15,29

En résumé, les analyses chimiques des minéraux montrent des teneurs en FeO supérieures à celles du MgO. Certains d'entre eux ont un caractère alumineux (grenat, spinelle, corindon). La fraction molaire X_{Mg} de la biotite et du spinelle est généralement inférieure à 0,54. La quantité significative du fluor dans les minéraux ferromagnésiens hydroxylés permet de retenir l'importance de cet élément dans ces fluides pour la formation de ces gisements.

IV. 4 ESTIMATION DES CONDITIONS DE FORMATION DE CORINDON

Les échantillons Z8 et Z9 présentent un assemblage à spinelle + biotite + feldspath potassique + grenat + corindon (figure IV.16-2). L'observation microscopique de l'échantillon Z8 montre que la sillimanite et le spinelle pourraient réagir pour former le corindon et le grenat (figure IV.16-1). Cette réaction correspond à la relation décrite par Bohlen et al. (1986) à savoir :



Le spinelle est très riche en aluminium et en fer. Ces éléments sont intégrés dans les réseaux cristallins lors de la cristallisation du corindon et du grenat.

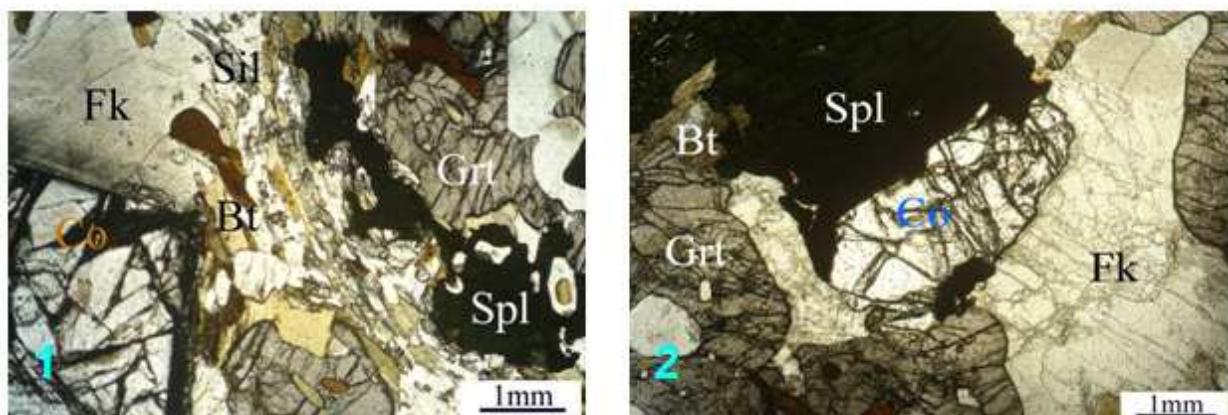
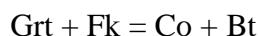
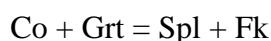


Figure IV.16 : Micropographie de biotites à corindon en lumière naturelle (Andriamamonjy, 2006). 1 – association corindon-feldspath potassique-grenat-biotite-sillimanite-spinelle (Z8), 2 – développement du spinelle et du feldspath potassique autour du corindon (Z9).

On observe parfois une aureole de feldspath qui entoure le corindon (figure IV.16-1). Elle peut se former par la réaction suivante :



Les phases de la rétromorphose sont moins développées. La déstabilisation du corindon et du grenat peut transformer en spinelle et feldspath potassique (figure IV.16-2):



Les conditions thermobarométriques de formation des saphirs sont basées sur les calculs de thermométrie par échange d'ions sur l'équilibre biotite-grenat.

Le thermomètre biotite-grenat repose sur l'échange $\text{Fe}^{2+}-\text{Mg}^{2+}$ entre biotite et grenat. La relation suivante proposée par Ferry et Spear (1978) permet de relier la température à la composition Fe-Mg de la biotite et du grenat :

$$T(^{\circ}\text{C}) = \frac{(2089+9,56 P (\text{Kbar}))}{0,782-\text{LnKD}} - 273$$

$$\text{avec } KD = (\text{Fe}^{2+}/\text{Mg})^{\text{Bt}} / (\text{Fe}^{2+}/\text{Mg})^{\text{Grt}}$$

Les résultats obtenus donnent des valeurs de température allant de 741°C à 750°C pour des pressions comprises entre 6 à 8 Kbar.

En conclusion, le gisement de saphir de Zazafotsy se présente sous forme des lentilles de gneiss feldspathiques intercalés dans des leptynites à grenat. L'interaction de fluide-roche a provoqué la formation des roches métasomatiques. Ce sont des biotitites à tourmaline, des gneiss feldspathiques à fissures riches en biotite, des biotitites à grenat. Les faciès minéralisés sont des gneiss biotitisés et des biotitites à grenat. Les cristaux saphirs sont généralement bien automorphes et de taille variable (millimétriques à pluricentimétriques). Quelques échantillons se présentent une surface à aspect luisant. Les cristaux ont plusieurs variétés de couleur : rose, fuchsia, rouge, bleu foncé, bleu clair, gris bleu, orange, violine et marron. La variation de la couleur des saphirs est généralement fonction de la teneur en chrome variable et une teneur en fer approximativement constante. L'étude géochimique des roches minéralisées et des roches hôtes des saphirs montrent que le protolith initial est de nature pélitique (schiste noir). Elle montre également d'importants transferts des fluides qui sont caractérisés par la mobilisation de certains éléments majeurs (aluminium et le fer), d'éléments traces (chrome, éléments chromophores) et les Terres Rares (enrichissement en Terres Rares légères de la plupart des faciès). Les données analytiques des minéraux exposent que les roches métasomatiques sont riche en alumine, en magnésium, en fer et en fluor. Le gisement de saphir de Zazafotsy est caractérisé par un métamorphisme granulitique de haute température (741°C à 750°C avec des pressions comprises entre 6 à 8Kbar).

Chapitre V :
LES GISEMENTS DE CORINDON
D'AMBATOMENA

Chapitre V : LES GISEMENTS DE CORINDON D'AMBATOMENA

Les gisements de corindon d'Ambatomena a été découvert en 2000. Les principaux gisements furent exploités entre 2000 et 2001 par une société minière privée (Giuliani et al., 2007a). Ils sont généralement exploités à ciel ouvert. Actuellement, des petits exploitants ont encore continué à travailler de façon sporadique dans les mines. Les gisements renferment des rubis et saphirs de qualité gemme. Les plus gros cristaux de rubis gemme (deux cristaux) ont une taille ressemblant à un œuf de poule ont rapporté les gens.

V.1 CADRE GEOLOGIQUE DE LA ZONE D'ETUDE

La zone d'étude se situe au contact entre deux domaines granulitiques : Androyen et Anosyen. Elle se trouve également à l'intérieur de la zone de cisaillement de Beraketa (Martelat, 2000). Cette zone se présente sous forme de cuvette, de 770m à 800m d'altitude. La chaîne de montagne qui l'entoure a une altitude autour de 1300m. Les lignes de crêtes s'allongent suivant la direction submérienne. La partie Ouest de la carte appartient à la plaine de Mananovy. La direction de la foliation régionale varie de N20 à N45.

Cette zone est formée généralement par des intercalations des leptynites à grenat et des gneiss à grenat, cordiérite et spinelle. Les leptynites à grenat font partie de la formation de Zombitsy qui appartient au domaine Androyen tandis que les gneiss à grenat, cordiérite et spinelle sont rattachés à la formation de Taolanaro, du domaine Anosyen (PGRM 2008).

Dans ce secteur, les roches métamorphiques sont constituées essentiellement par des faciès silicoalumineux : des gneiss, des leptynites et des migmatites. Les gneiss occupant la majeure partie de la zone d'étude (au centre et partie Est) ; ils sont riches en minéraux ferromagnésiens et alumineux: cordiérite, spinelle, grenat et sillimanite. Les leptynites à grenat sont localisés à l'Ouest de la carte. Ces roches deviennent plus réduites vers l'Est et elles se présentent sous formes de petits bancs métriques interstratifiés avec les gneiss. Les migmatites à pyroxène sont souvent intercalées dans les leptynites mais elles sont très réduites, de quelques centimétriques d'épaisseur. A l'intérieur de ces formations, on trouve des roches calcomagnésiennes qui se présentent soit en bancs soit en lentilles, à savoir : pyroxénites, phlogopites, cipolins et plagioclases. Elles sont généralement localisées dans le centre Est de la carte (figure V.1).

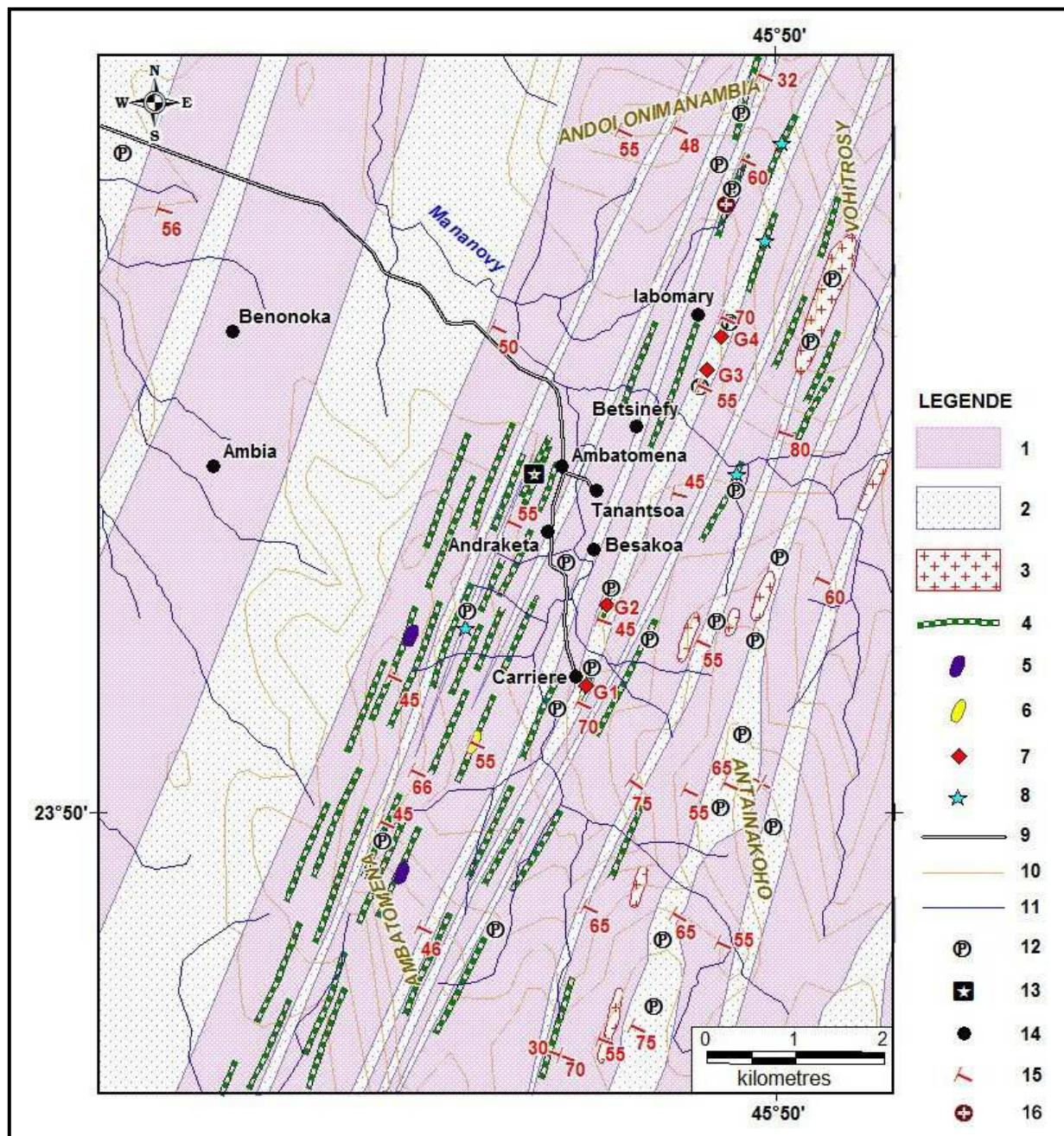


Figure V.1: Carte géologique d'Ambatomena. 1- gneiss à cordiérite, grenat, sillimanite et spinelle ; 2- leptynites à grenat ; 3- granites ; 4- pyroxénites ; 5- plagioclases ; 6- cipolins ; 7- gisements de corindon ; 8- indices à corindon ; 9- route ; 10- courbe de niveau ; 11- cours d'eau ; 12- pegmatites ; 13- gisements de phlogopite ; 14- village ; 15- signe de pendage ; 16- indice à zircon

Les roches éruptives sont moins importantes. Ce sont des granites stratoïdes, des granites filoniens, des pegmatites et des filons de quartz. Les granites occupent essentiellement l'Est secteur. Ils sont généralement deux types : (1) granites stratoïdes, qui forment le sommet de Vohitrosy, (2) granites filoniens qui sont concordants avec les leptynites à grenat le long de la

ligne de crête à l'est de la carte (figure V.2). Les pegmatites et les filons de quartz sont souvent soit concordants soit transposés dans les différents faciès métamorphiques.

La liste des échantillons utilisées et leur localisation sont données respectivement dans les annexes 21 et 22.



Figure V.2: Les types de formations granitiques observés dans la région d'Ambatomena. A : granites stratoïdes de Vohitrosy, B : granites filoniens, C : aplites.

V.1.1 Les roches métamorphiques

➤ *Gneiss à cordiérite, spinelle et grenat*

Ce sont des roches les plus communes dans la zone d'étude. Elles se présentent sous forme de bancs épais de direction submérienne (N10 à N45). Ce sont des roches mésocrates, leur foliation est marquée par l'alternance de lits clairs composés de quartz et feldspath et de lits

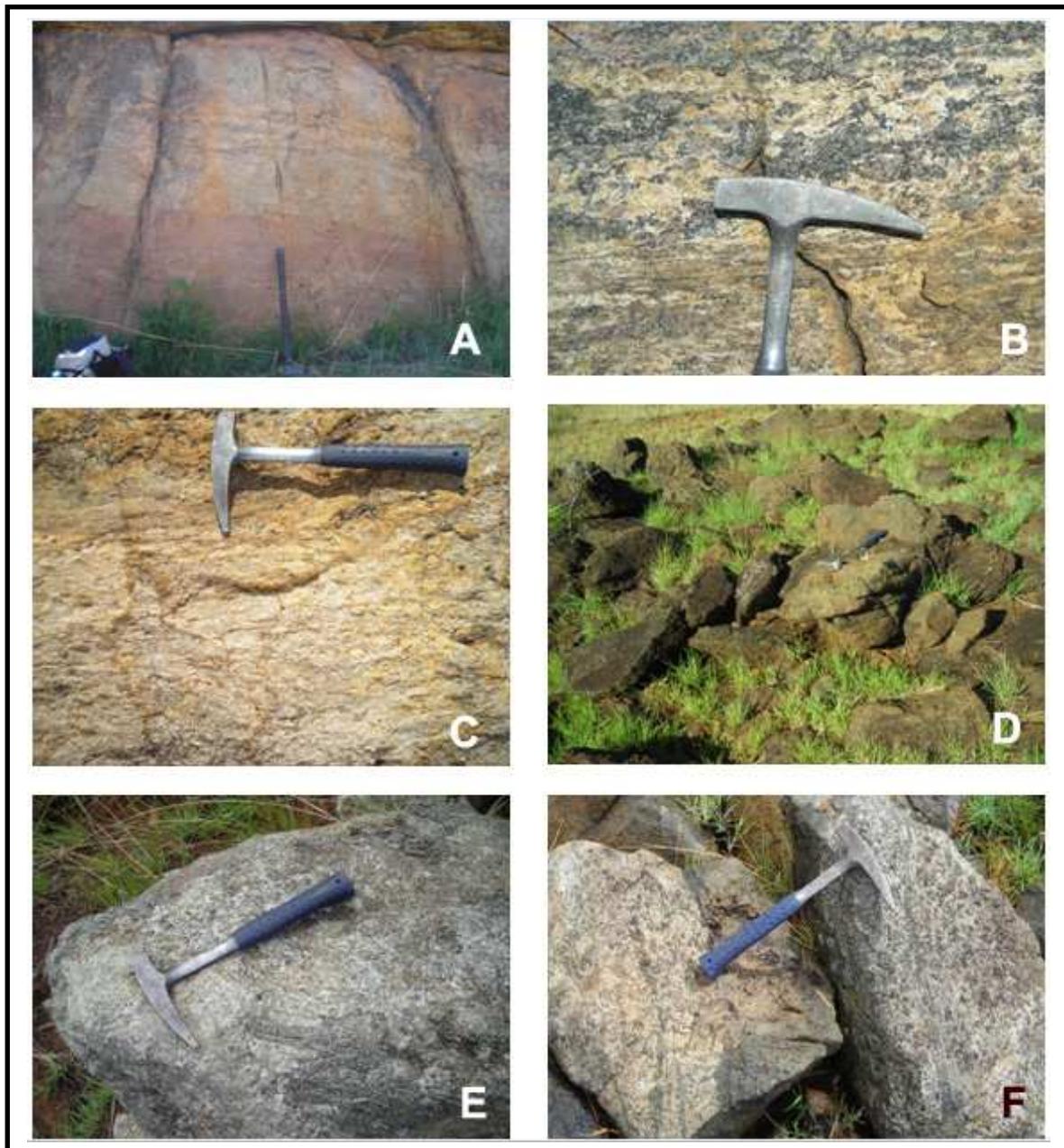


Figure V.3: Les différents types de faciès dans la région d'Ambatomena. A : *granites stratoïdes*, B : *gneiss à cordiérite, grenat et sillimanite*, C : *leptynites à grenat avec des quartzs étirés*, D : *pyroxénites*, E : *Cipolins* ; F : *plagioclasites*

sombres formés de minéraux ferromagnésiens (biotite, cordiérite, spinelle), minéraux opaques, \pm sillimanite, \pm grenat et \pm disthène (figure V.3). Le grenat est souvent entouré par du spinelle, de la sillimanite et des minéraux opaques. La cordiérite, colorée en bleue claire, se trouve au contact avec le lit clair. Il existe quatre variétés de gneiss suivant la taille et la fréquence du grenat dans la roche:

- faciès à gros grains, ce type de gneiss se situe au Nord, au Sud-est de notre secteur,

- faciès à grains moyens (Amb 8, Amb 30) qui est rencontré au centre et au centre-Est, -
- faciès à grains fin et rare qui est observé sur le flanc Est de la colline d'Ambatomena,
- faciès sans grenat, qui se trouve au sud Est de la zone d'étude.

Au microscope, ce sont des roches à structures grano-poeciloblastiques (figure V.4B). Le feldspath se présente en cristaux subautomorphes à xénomorphes. La cordiérite est caractérisée par des macles en biseaux et croisés. Le quartz est en cristaux xénomorphes avec une extinction roulante. Le grenat est xénomorphe, soit de petite ou de grande taille. La phlogopite est de couleur brun. Le spinelle est de couleur verte. La sillimanite est sous forme de cristaux losangiques ou en baguettes.

➤ *Leptynites à grenat*

Ce sont des roches leucocrates, elles sont intercalées avec des gneiss à cordiérite-spinelle±grenat. Les leptynites se présentent sous forme de bancs métriques à décamétriques. La taille de grains est variable : petits grains à gros grains (figure V.4C). Ce faciès se trouve majoritairement à l'Ouest de la zone d'étude. Ils sont parfois fracturés.

Les leptynites sont constitués principalement par de feldspath et de quartz. Ce sont des roches foliées qui renferment quelques fois du grenat. Des quartzs allongés et des lits très fins de minéraux ferromagnésiens sont souvent présents dans certains faciès.

Ces roches (Amb 29) présentent une structure granoblastique hétérogranulaire. Les perthites sont souvent présents, en cristaux xénomorphes. Les feldspaths sont très abondants, en cristaux subautomorphes à xénomorphes. Le quartz est rare, il se présente soit en petits cristaux xénomorphes soit en cristaux étirés. Le grenat, rare, est en cristaux xénomorphes, souvent fracturés.

➤ *Migmatites*

Les migmatites sont moins développées, elles sont soit boudinées soit transposées dans les gneiss. Elles sont interstratifiées avec les granites stratoïdes de Vohitrosy et dans certains leptynites à grenat. Ce sont des roches mésocrates à grains moyens.

L'échantillon Amb 10 présente une structure granoblastique hétérogranulaire (figure V.4C). La roche est constituée par des minéraux clairs (quartz, feldspath potassique, plagioclase), des minéraux ferromagnésiens (mica, ±pyroxène), du grenat et des minéraux opaques.

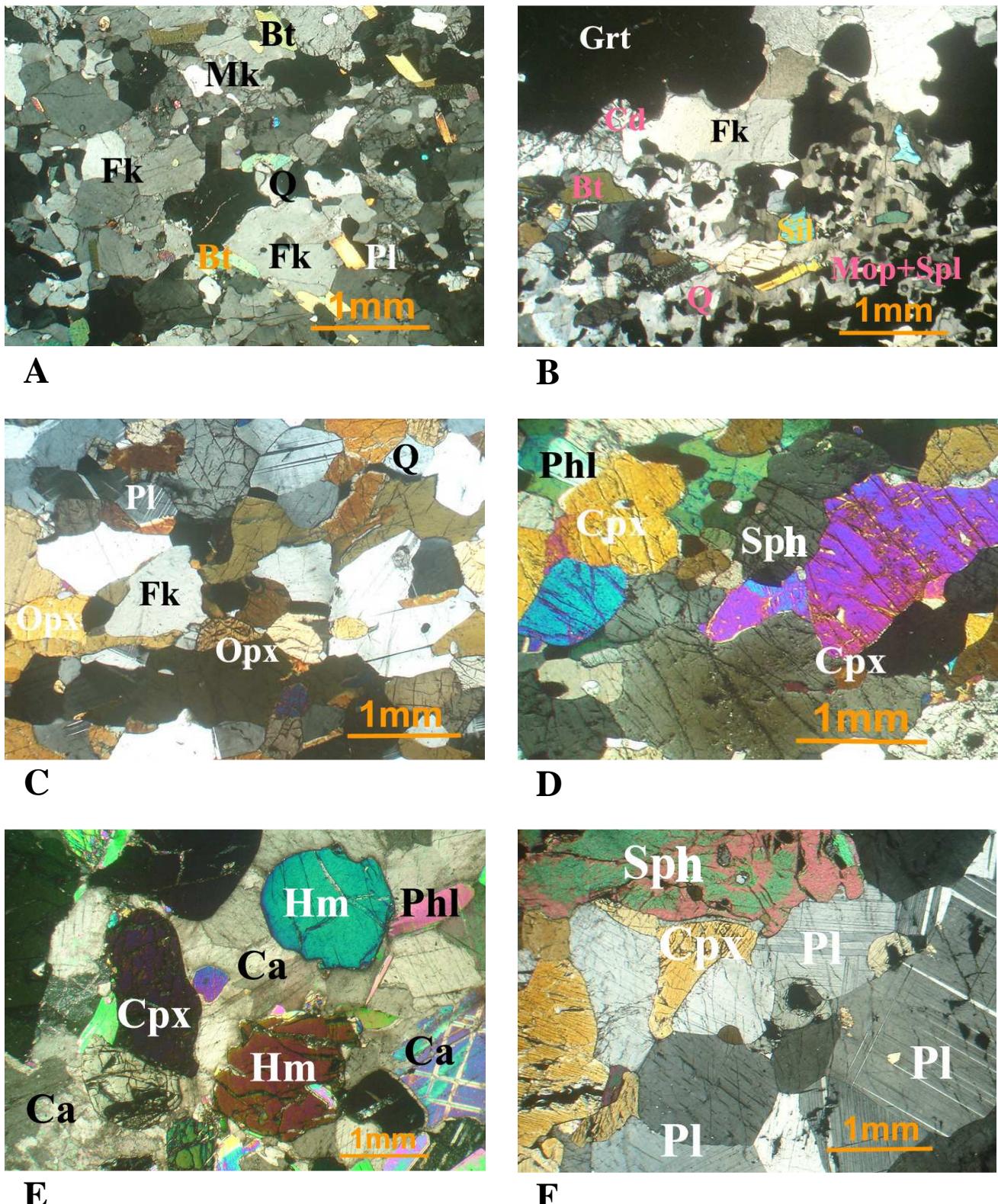


Figure V.4: Microphotographie des différents faciès dans le secteur d'étude. A : *granites roses*, B : *gneiss à cordierite, sillimanite et spinelle*, C : *Migmatites à pyroxène*, D : *pyroxénites*, E : *Cipolins*, F : *Plagioclasites* (Photos : Andriamamonjy S.A)

➤ ***Pyroxénites***

Ce faciès apparaît soit sous forme de lentilles soit en petits bancs de quelques mètres à une dizaine de mètre. Les pyroxénites sont généralement concordantes à la foliation régionale, ce sont des roches mélanocrates de moyen à gros grains, à structure grenue (figure V.3D). Elles sont formées essentiellement de pyroxène, un peu de plagioclase et de phlogopite.

L'observation microscopique de l'échantillon Amb 27 montre une structure granoblastique hétérogranulaire (figure V.4D). Le pyroxène est de couleur vert. Les plagioclases sont avec des macles polysynthétiques. Les cristaux de sphène sont pléochroïques (brun rose à clair) et à relief élevé.

➤ ***Cipolins***

Le cipolin est rare; il est rencontré uniquement en lentille dans les pyroxénites qui se trouvent à l'Ouest de la carte. Ce faciès affleure sur 2m x 12m environ suivant la foliation générale. C'est un faciès leucocrate, à grains millimétriques (figure V.3E).

Au microscope, la roche (Amb 31) présente une structure granoblastique hétérogranulaire (figure V.4E). Elle est formée par de la calcite qui est caractérisée par de clivage à quadrillage losangique avec des isirisations multicolores, de la phlogopite à clivage parfait et à pléochroïsme direct, du pyroxène à relief fort et de l'humite qui a une teinte de polarisation élevée.

➤ ***Plagioclasites***

Elles se trouvent à l'Ouest et au Sud du sommet de la colline d'Ambatomena. Ces roches apparaissent sous forme de lentille de 5m x 10m de puissance. Les plagioclasites sont associées aux pyroxénites (figure V.3F). Elles sont mésocrates à grains millimétriques bien visibles.

Les observations microscopiques de l'échantillon Amb 35 montrent une structure granoblastique hétérogranulaire (figure V.4F). Elles sont formées par les minéraux suivant : plagioclase (anorthite) à macles polysynthétiques, sphène de couleur brun rouge, clinopyroxène à extinction oblique et à relief fort.

➤ ***Phlogopitites***

Ce sont roches qui se trouvent dans les anciennes mines d'Ambatomena (au Nord, à l'Ouest). Elles sont souvent associées aux pyroxénites. Les phlogopitites sont foliées, la taille de minéraux est variable, millimétrique à quelques décimétriques. Ce faciès est formé essentiellement de phlogopite, un peu de pyroxène et de spinelle.

➤ *Quartzites*

Ce sont des roches très claires, de grains millimétriques à centimétriques. Leurs constituants sont essentiellement le quartz. Elles sont soit concordantes soit pseudo-concordantes à la foliation des autres faciès et quelques fois les quartzites recoupent la foliation régionale.

V.1.2 Les roches éruptives

➤ *Granites*

Les granites se présentent sous forme de petits filons, quelques mètres de longueurs et quelques dizaines de centimètres de largeurs, situés à l'Est de la carte. Ce sont de roches leucocrates à grains fins. Ils sont interstratifiés avec les leptynites et concordants à la foliation générale.

La colline de Vohitrosy, qui se trouve au Nord-Est de la zone d'étude, est formée par des granites stratoïdes. Ces roches sont formées par l'alternance des granites roses finement grenus (Amb 39), des granites porphyroïdes (Amb 40) avec de gros cristaux de feldspath, des migmatites à grenat et au sommet de leptynites à grenat (figure V.3A).

La microstructure des granites roses est granoblastique hétérogranulaire (figure V.4A). Ce faciès est constitué par de feldspaths potassiques (orthose, microcline) qui se présentent en cristaux xénomorphes, de plagioclase (oligoclase) avec des macles polysynthétiques, du quartz, un peu de biotite et de minéraux opaques (magnétite).

➤ *Pegmatites et filons de quartz*

Ils apparaissent sous forme variable au sein de la zone d'étude. Elles sont soit concordantes soit pseudo-concordantes soit transposées à la foliation régionale. On trouve également des pegmatites dans les gisements de corindon. Ce faciès est constitué essentiellement par des gros cristaux de feldspath potassique et de quartz. Ils sont généralement de couleur clair. Ils peuvent renfermer des minéraux gemmes telles que beryl, tourmaline, zircon, cristal de quartz, etc.

Les filons de quartz sont concordants, pseudo-concordant et quelques fois ils peuvent recouper la foliation générale. Leurs épaisseurs sont variables, de millimétriques à centimétriques.

V.2 DESCRIPTION DES GISEMENTS

Tous les gisements de corindon sont généralement encaissés dans une bande de leptynites qui se trouve généralement à l'Est du secteur d'étude. Cet ensemble est orienté globalement suivant une direction comprise entre N25 à N45 avec un pendage de 75NE. Les gisements qui ont été exploité sont dénommés : G1 (gisement N°1), G2 (gisement N°2), G3 (gisement N°3), G4 (gisements N°4). Les gisements N°1 et N°2 se trouvent au Sud de la cuvette d'Ambatomena, par contre les gisements N°3 et N°4 se situent au Nord. Les quatre gisements de corindon d'Ambatomena sont constitués par plusieurs lentilles à cordiéritites, pyroxénites, saphirinites et plagioclases qui sont entourées souvent par des phlogopites. Ils sont constitués essentiellement par des roches basiques.

Les corps minéralisés se présentent sous forme de lentilles, encaissées dans des gneiss leptynitiques à cordiérite et biotite. La minéralisation à rubis et saphir est contenue dans des pyroxénites et cordiéritites pour les gisements N°1 et N°2 et dans des saphirinites et plagioclases dans les gisements N°3 et N°4.



Figure V.5 : Photographie des différents faciès observés dans le gisement N°1. A : Succession de protolithes et faciès métasomatiques au niveau de l'épente Est, B : cordiéritite à corindon à texture orbiculaire.

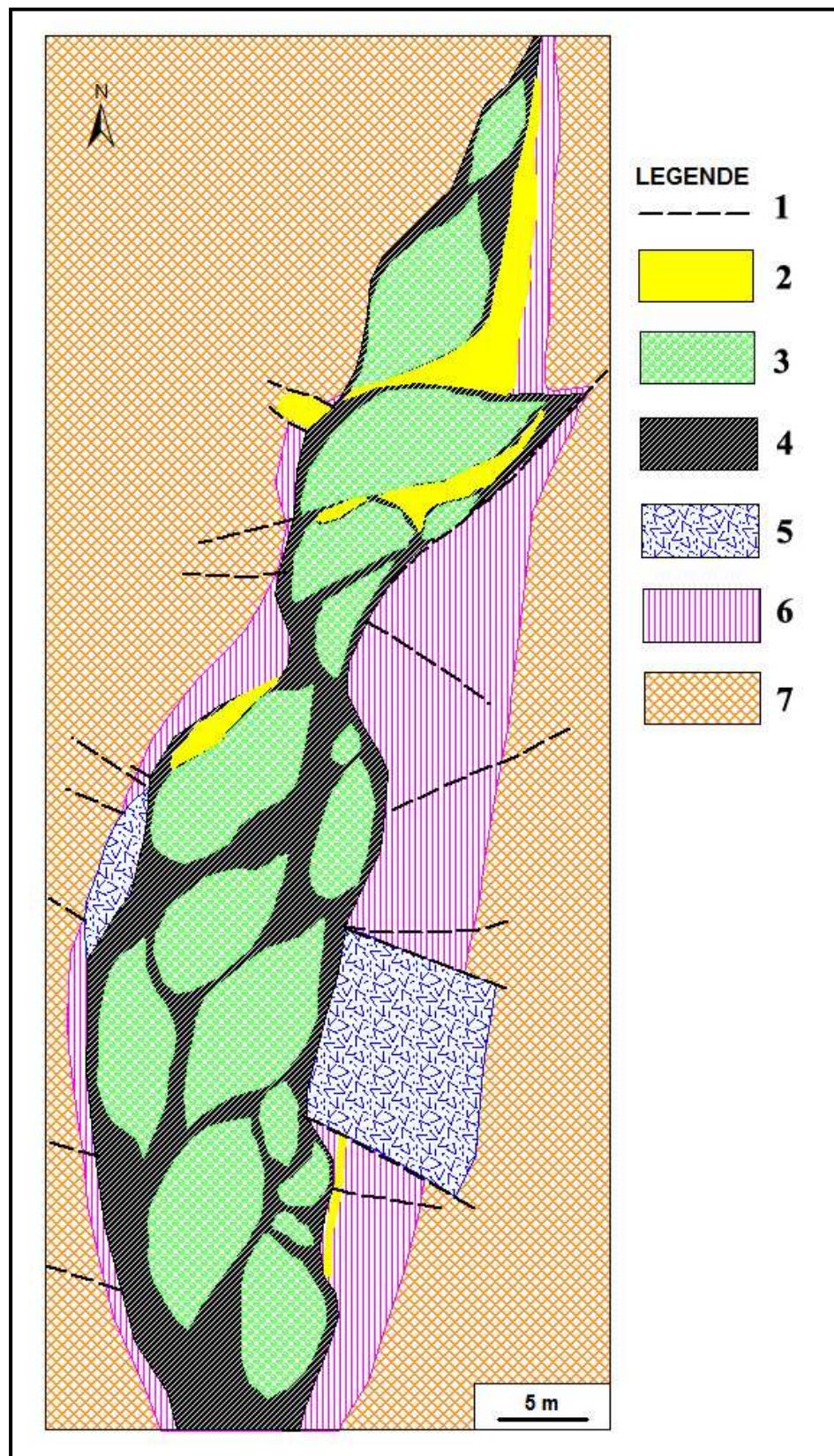


Figure V.6: Schéma de l'affleurement de gisement N°1. 1 : ligne de fracture ; 2 : pegmatites ; 3 : lentilles à cordiéritites et pyroxénites ; 4 : phlogopitites ; 5 : charnockites ; 6 : intercalations des gneiss et leptynites ; 7 : leptynites à grenat

La figure V.6 montre la forme du gisement N°1, la disposition des lentilles et les autres faciès au sein du gisement. La mode de formation des autres gisements (N°2, N°3, N°4) ressemble à ce modèle.

V.2.1 Le gisement N°1 (G1)

Ce gisement est localisé à 2,5km au Sud du village d'Ambatomena, à Ankorabe (à la Carrière), avec des coordonnées Laborde X= 0336,179 et Y= 0255,312 (figure V.1). Sa puissance est d'environ 20m x 130m.

Les protolithes sont constitués par des leptynites et des gneiss charnockitiques où s'intercalent des pyroxénites et des cordiérites. Par ailleurs, des filons de pegmatites recoupent l'ensemble. Des veinules de phlogopitites et cordiérites sont observées dans certaines roches. Les charnockites se présentent sous deux faciès : un protolith du départ et un faciès phlogopitisé en bordure. Depuis l'éponte à l'Est vers le centre de la lentille (figure V.5A), il est constitué par la succession des faciès suivants :

- des intercalations des leptynites à grenat et des gneiss à pyroxène,
- des charnockites,
- des filons de pegmatites qui sont soit concordant soit recoupant la foliation générale,
- des phlogopitites,
- des dissogénites provenant d'une fracturation hydraulique,
- des pyroxénites et des cordiérites à saphirine, spinelle avec ou sans corindon.

Au niveau de l'éponte à l'Ouest, des formes de pillow lava, qui sont maintenant des amphibolites à pyroxène, ont été observées en enclave dans des leptynites (figure V.7A et V.7B). Ce faciès a été une formation magmatique métamorphisée et boudinée dans des leptynites à grenat sous l'action des cisaillements.

L'ensemble du gisement est recoupé par des fractures (perpendiculaires à la foliation générale) et parfois par des pegmatites (figure V.6). Les lentilles sont généralement constituées par de mélange de roches ultrabasiques (cordiérites, pyroxénites) entouré par des phlogopitites et quelques fois des pegmatites. Ces roches présentent souvent une texture orbiculaire qui est formé soit un noyau de spinelle entouré par une couronne de saphirine soit un noyau à corindon entouré par une couronne de spinelle et de saphirine (figure V.5B).

Le corindon est associé aux : spinelle, orthopyroxène, plagioclase, feldspath, cordiérite, saphirine, phlogopite, rutile. Le rubis a une couleur rouge profond à rose et une taille variable (1mm x 0,8 mm à 4cm x 6,5cm) (Andriamamonjy, 2006).

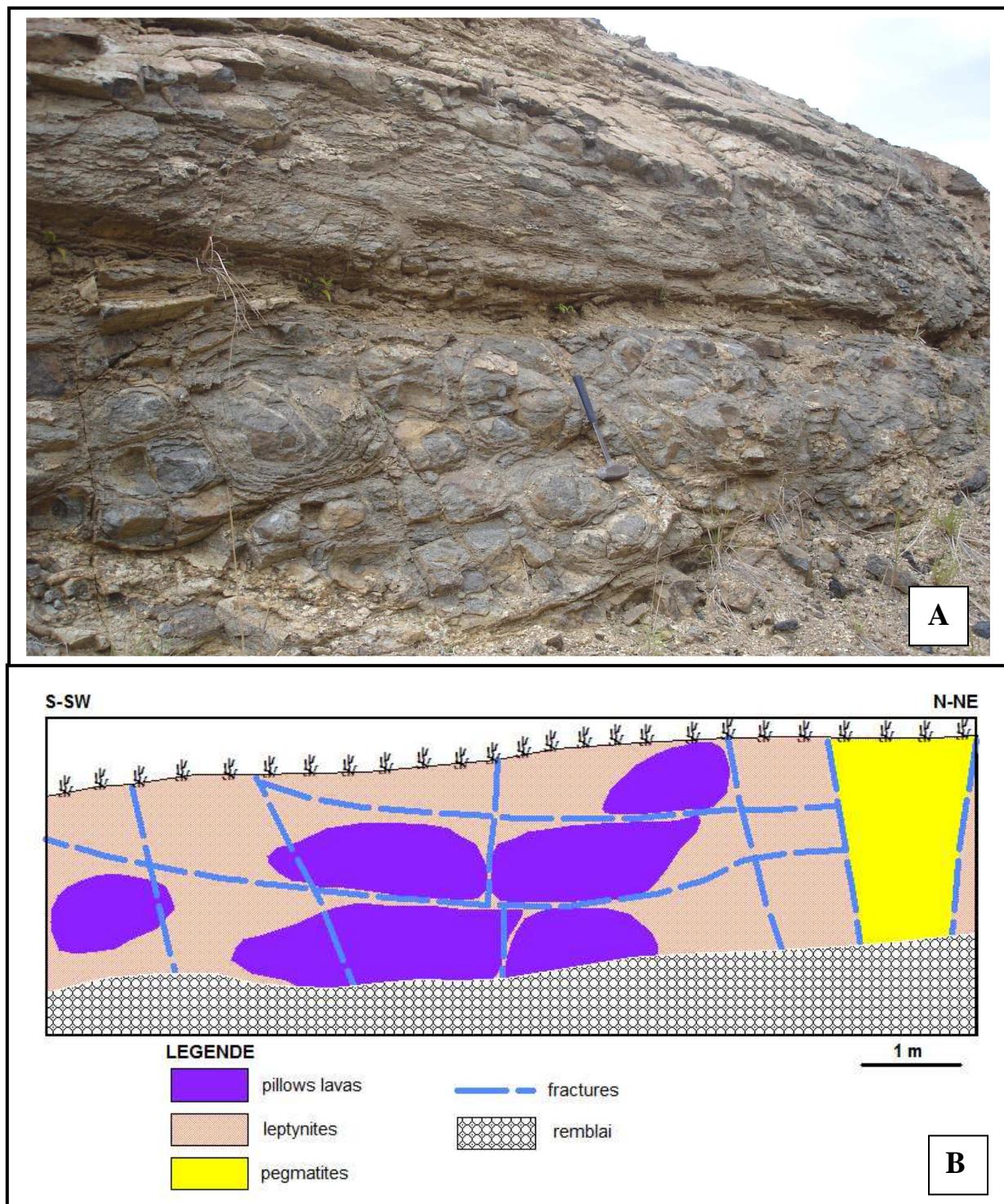


Figure V.7: Photographie (A) et coupe schématique (B) de la paroi Ouest du gisement N°1.
(Photos : Andriamamonjy S. A.)

V.2.2 Le gisement N°2 (G2)

Il se trouve à Sahalava, à 1,5km au Sud-Est du village d'Ambatomena. Les coordonnées Laborde sont : X= 0336,363 et Y= 0256,337 (figure V.8). Sa puissance est environ 150m x 30m. Les protolithes sont formés par des leptynites et des gneiss à pyroxène. Les lentilles porteuses de

faciès minéralisés se concentrent dans la partie Nord du gisement. Elles sont constituées par des roches ultrabasiques (cordiérites, pyroxénites, grenatites) qui présentent la texture orbiculaire. Les différents types des faciès rencontrés ressemblent à ceux du gisement N°1, à savoir :

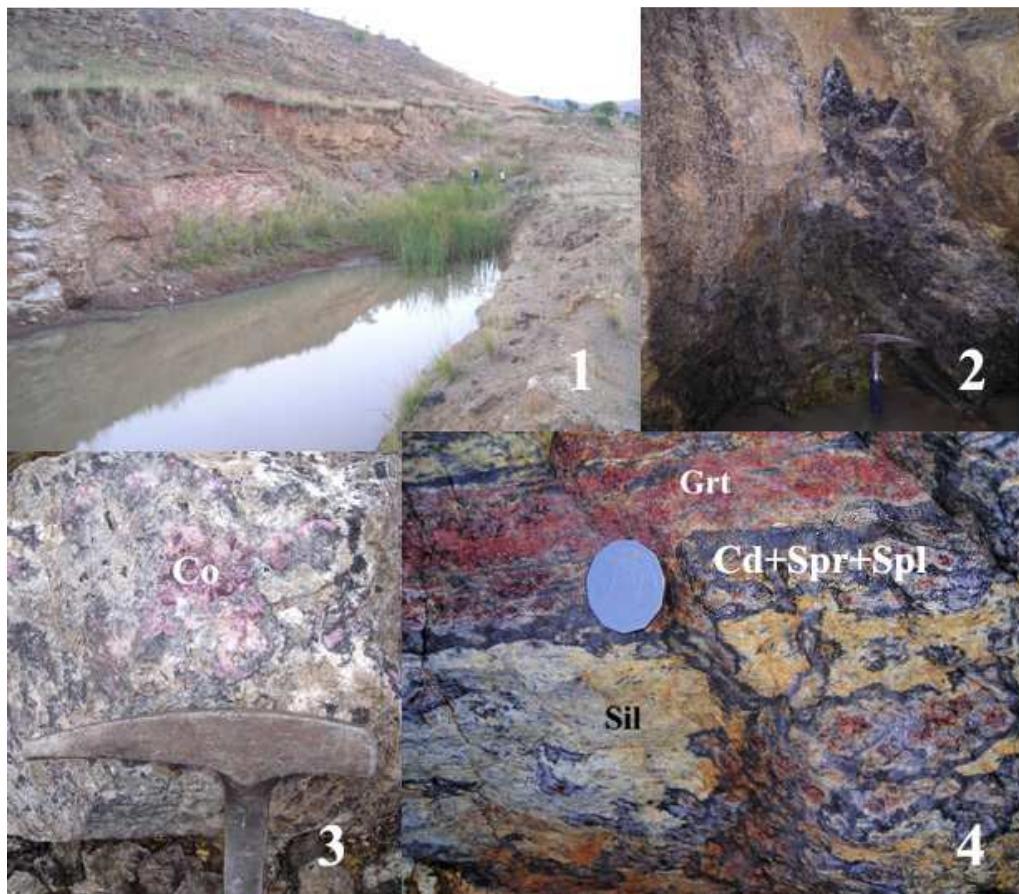


Figure V.8: Photographie des faciès caractéristiques du gisement N°2. 1 : Vue du gisement, 2 : Une coupe de lentille à corindon, 3 : Pyroxénites à corindon, 4 : grenatites à cordiérite, sillimanite et spinelle. (Photos : Andriamamony S. A.)

- des intercalations des leptynites à grenat et des gneiss à pyroxène qui se trouve aux épontes,
- des phlogopites,
- des filons de pegmatites qui recoupent souvent la foliation générale,
- des grenatites à cordiérite, à sillimanite et à spinelle,
- des pyroxénites à sillimanite et à spinelle.
- des pyroxénites et des cordiérites à saphirine, spinelle \pm corindon.

Cet ensemble est traversé par plusieurs fractures de direction généralement Est-Ouest. On n'observe pas de charnockites mais l'apparition des grenatites rubanés à sillimanite, cordiérite et spinelle est remarquable. La minéralisation est contenue dans des pyroxénites à saphirine et des cordiérites à saphirine. Le corindon est associé aux : spinelle, saphirine, plagioclase, feldspath,

pyroxène, phlogopite, sillimanite, cordiérite, grenat et rutile. Le rubis a une couleur rouge profond à rose et une taille variable (1mm x 0,8mm à 4cm x 6,5cm). Il paraît que ce gisement produisait des cristaux de rubis de très bonne qualité gemme par rapport aux autres mines et que les plus gros cristaux gemmes de très haute qualité ont été trouvés dans ce gisement.

V.2.3 Le gisement N°3 (G3)

Le gisement N°3 se situe au Nord-Est du Village d'Ambatomena avec les coordonnées Laborde X= 0337,510 et Y= 0258,986 (figure V.9-1). Il se présente sous forme de lentilles, avec une puissance de 2mx35m environ, de direction N35 et de pendage 55°E. La minéralisation se trouve dans le niveau à saphirinites riche en sillimanite (figure V.9-2 et V.9-3). Les corindons sont souvent entourés par des saphirines. Les formes cristallines de rubis sont des cristaux tabulaires très courts et des cristaux automorphes prismatiques hexagonaux (figure V.9-2).



Figure V.9: Photographie du gisement N.3 et des saphirinites minéralisés. 1- vue d'ensemble du gisement, 2- Cristaux de rubis et saphirinite minéralisée, 3- saphirinite à corindon. Photos : (Andriamamonjy S.A.)

Ce gisement est formé par la succession des faciès suivants : des leptynites à grenat, des gneiss à spinelle phlogopitisés, des phlogopitites, des saphirinites à sillimanite et spinelle et des saphirinites à corindon et sillimanite.

Ce gisement a été affecté par d'un système de fracturation perpendiculaire à la foliation générale. On constate également la présence des leptynites boudinées et fracturées.

V.2.4 Le gisement N°4 (G4)

Le gisement N°4 est à 400m au Nord du gisement N°3, sur le coté Sud Est du Village d'Iabomary, sa localisation est de X= 0337,623 et Y= 0259,319 (figure V.10). Ce gisement ne présente pas d'affleurement visible car il est rempli d'eau, sa puissance est autour de 10m x 60m. La foliation générale des leptynites est orientée suivant la direction N35 avec un pendage 70E. Ce gisement se présente sous forme des lentilles encaissées dans des leptynites à grenat.

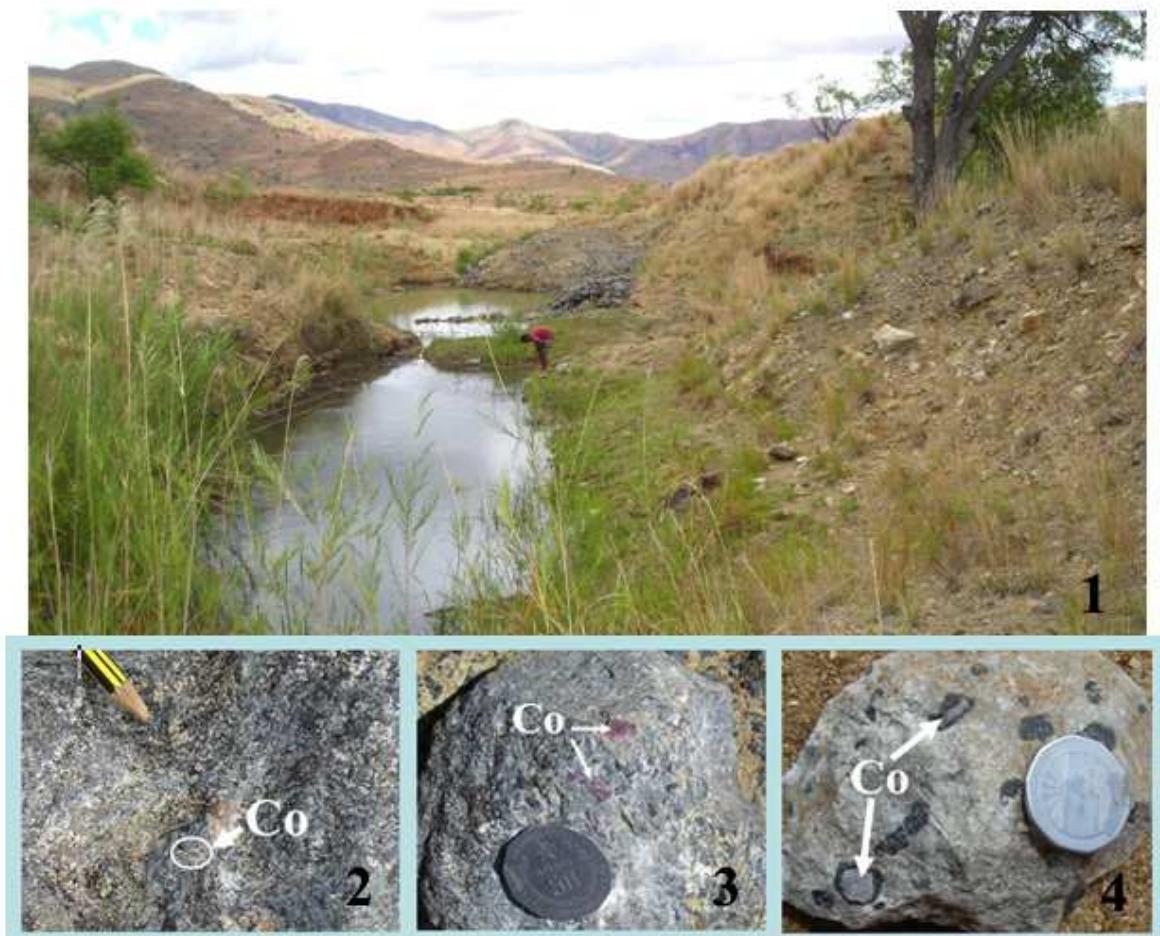


Figure V.10: Photographie du gisement N°4 et quelques faciès minéralisés. 1- Vue panoramique du gisement, 2- saphirinites phlogopitisés à saphir polychrome, 3- saphirinites à corindon, plagioclases à saphir blanc

Les différents types de faciès rencontrés sont : des leptynites à grenat, des gneiss à spinelle phlogopitisés, des phlogopitites, des saphirinites à sillimanite et spinelle, des saphirinites à corindon, sillimanite, spinelle \pm pyroxène et des plagioclasites à corindon, pyroxène et spinelle.

Les faciès minéralisés se divisent généralement en trois types : (1) des saphirinites à rubis et sillimanite (figure V.10-3); (2) des saphirinites phlogopitisées à saphir polychrome et sillimanite (figure V.10-2); (3) des plagioclasites à saphir blanc, hibonite, pyroxène et spinelle (figure V.10-4). La paragenèse minérale du corindon contenu dans des saphirinites est de : corindon, saphirine, sillimanite, rutile, \pm phlogopite. Dans les plagioclasites, le corindon est associé aux : spinelle, plagioclase, hibonite, clinopyroxène, sphène, phlogopite. Le rubis a une couleur rouge profond à rose et une taille variable (1mm x 0,8 mm à 4cm x 6,5 cm). Il est généralement entouré par des couronnes de spinelle et de saphirine. Le gisement N°4 renferme à la fois des cristaux de saphirs blancs, de saphirs polychromes et de rubis rouge. Les saphirs polychromes se trouvent dans des saphirinites phlogopitisés. Ils sont automorphes avec un habitus prismatique hexagonal bipyramidal court ou long et petites tailles (0,3mm x 0,5mm à 0,8mm x 15mm). Le cristal est formé par l'alternance des bandes orange-jaune-mauve ou rouge-orange à bleu-vert clair. Ces saphirs polychromes ressemblent à ceux d'Iankaroka. Le saphir blanc se trouve dans les plagioclasites. Il se présente en cristaux rond-allongés et enveloppés par le spinelle. Il montre une texture orbiculaire dans les plagioclasites.

En bref, le point commun pour ces quatre gisements est la liaison minéralisation-transformation métasomatique du protolith initial par la circulation des fluides. La métasomatose est essentiellement potassique et caractérisée par des veines à phlogopites formant les phlogopitites qui recoupent l'ensemble du protolith. Les faciès métasomatiques correspondent aux faciès suivants : pyroxénites et cordiéritites phlogopitisées, phlogopitites, saphirinites phlogopitisées, saphirinites à sillimanite et plagioclasites. Par ailleurs, la métasomatose se matérialise par la présence de veines et/ou de microlentilles à cordiérite contenues dans les cordiéritites et les pyroxénites (G1 et G2) ou de veines phlogopitisées dans les roches ultrabasiques pour tous ces gisements.

Des indices à corindon ont également été trouvés sur le flanc Ouest d'Ambatomena, à l'Est de Tanantsoa et au Nord Ouest d'Iabomary. Ils sont constitués de lentilles de faible puissance (3 à 4m x 6 à 10m). Les roches minéralisées sont souvent très altérées. Elles sont associées à des phlogopitites. Les cristaux de corindon sont entourés par du spinelle et de la saphirine.

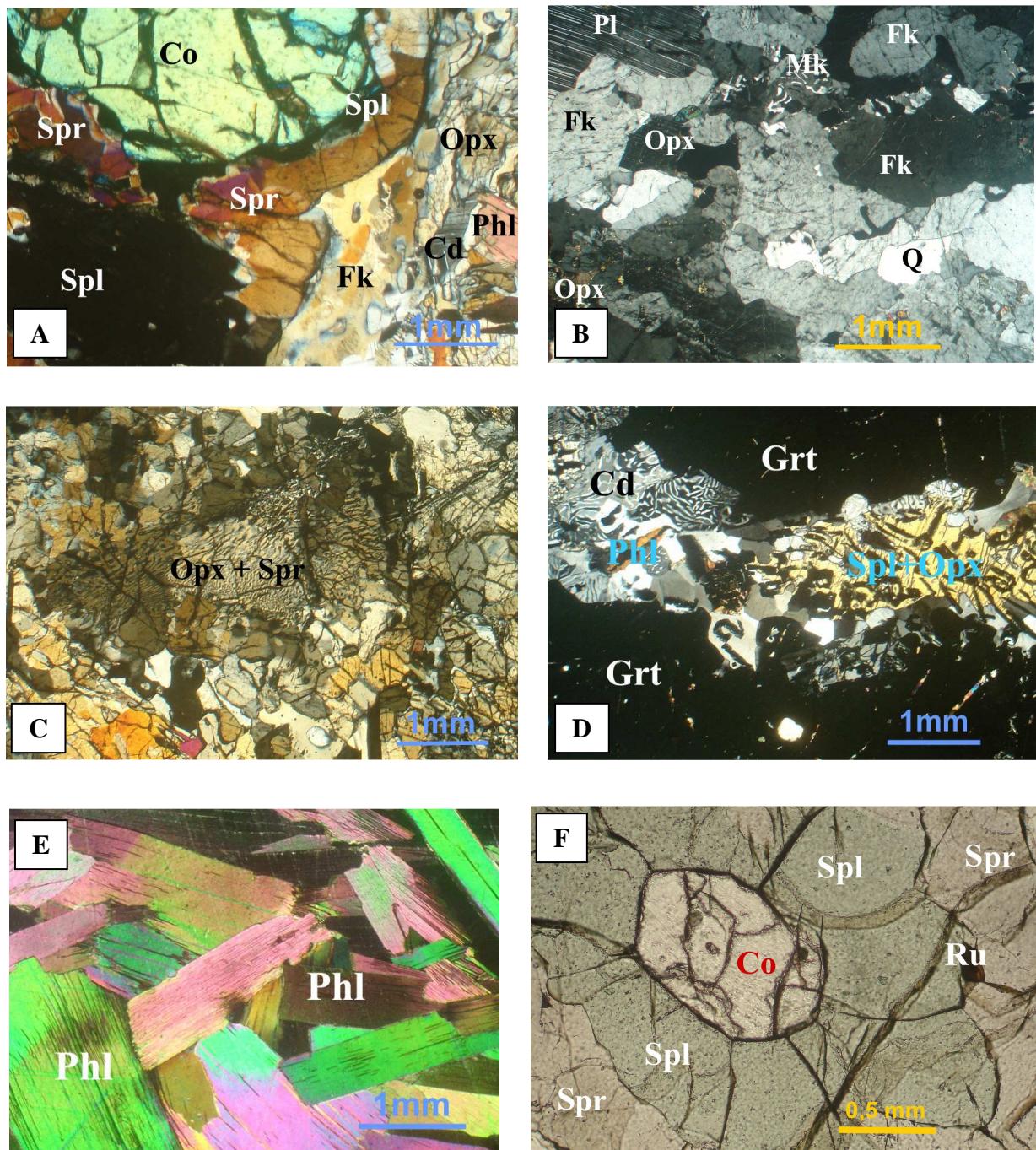


Figure V.11: Microphotographie des roches associées au corindon en lumière polarisée (LP) et en lumière naturelle (LN). A- Cordiéritites à corindon (AmbG1-1b, LP), B- Charnockites (AmbG1-9, LP), C- Structure symplectitique de saphirine et orthopyroxène dans des pyroxénites (AmbG2-1, LP), D- Grenatitites (AmbG2-6, LP), E- phlogopitites (AmbG3-1A, LP), F- structure coronitique de corindon (AmbG1-1b, LN).
(Photos : Andriamamony S. A.)

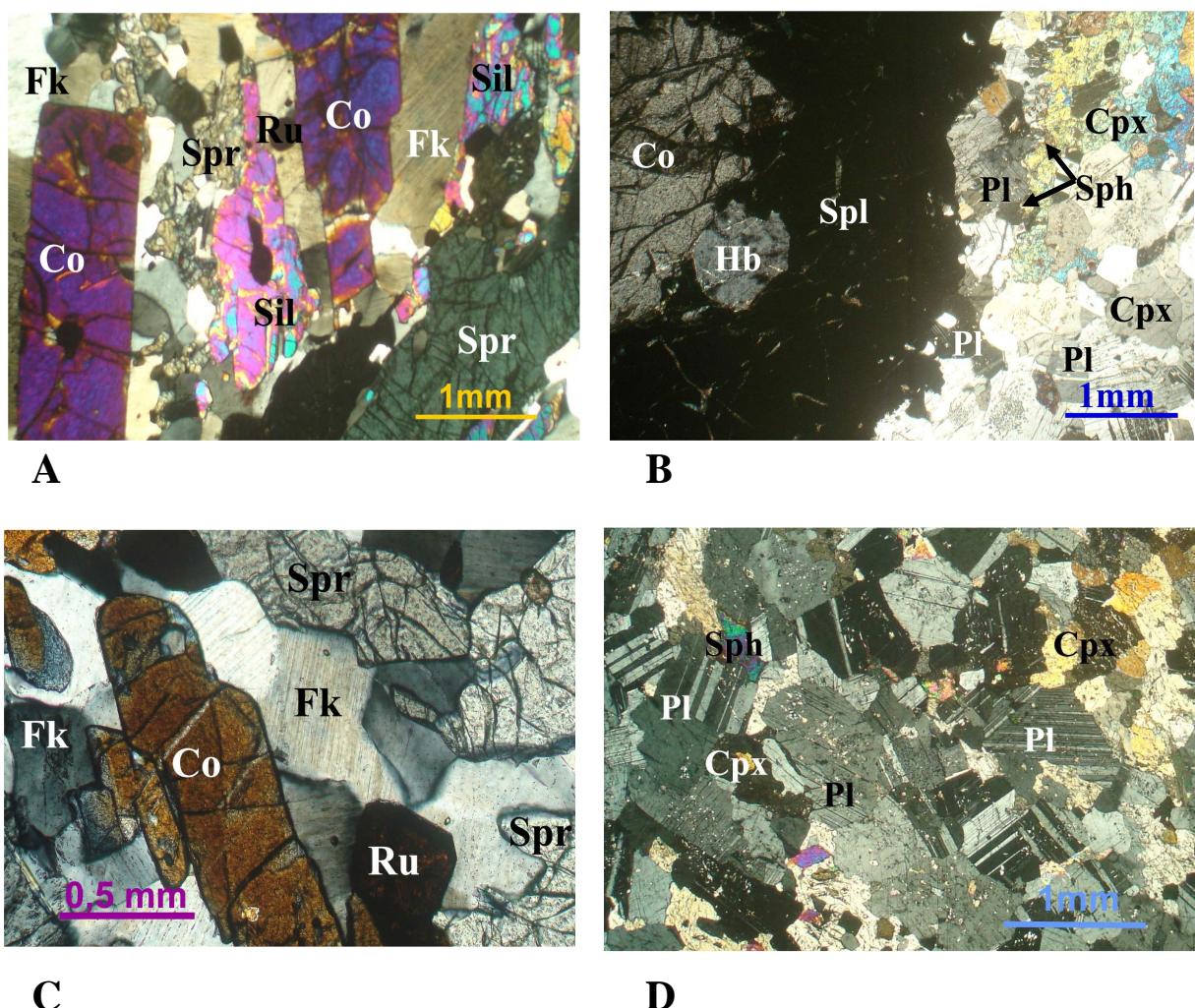


Figure V.12 : Microphotographie de sapphirines et plagioclases en lumière polarisée (LP) et en lumière naturelle (LN). A (LP) et C (LN) = sapphirines à corindon (AmbG3-1A) ; B et D (LP) = plagioclases à corindon, hibonite, clinopyroxène, sphène et spinelle (AmbG4-3) (Photos Andriamamonjy S. A.)

V. 3 PETROGRAPHIE DES FACIES A CORINDON

Dans l'ensemble, on peut grouper en deux catégories ces différents faciès : les protolithes et les faciès métasomatiques.

V. 3.1 Les protolithes

Ce sont des faciès qui ne sont pas issus de la circulation des fluides. A part des leptynites qui se trouvent à l'éponte, nous allons voir successivement les gneiss à pyroxène, les charnockites et les pillow-lavas.

➤ *Les gneiss à pyroxène*

Les gneiss à pyroxène sont des roches sombres à grains moyens. La foliation est matérialisée par l'alternance de lits clairs (feldspath, quartz) et lits sombres (minéraux ferromagnésiens). Ce faciès se trouve sur la paroi Est du gisement N°1.

L'observation microscopique de l'échantillon Amb G1-29 montre une structure granoblastique hétérogranulaire. Elle est formée de feldspath potassique subautomorphe à xénomorphe, de plagioclase, en cristaux xénomorphes, qui présente des macles polysynthétiques, de phlogopite très pléochroïque, de pyroxène qui montre un relief fort et un clivage parfait, de rutile.

➤ *Les charnockites*

Ce faciès est une roche à teinte sombre, à texture massive et grain moyen. Il est transposé à la foliation générale. Il se trouve sur la paroi Est et Ouest du gisement N°1, environ 3 m de large. L'assemblage minéralogique est formé par : feldspath, quartz, orthopyroxène, minéraux opaques.

Au microscope, les roches (Amb G1-9) montrent une structure granoblastique (figure V.11B). Elles sont constituées par de feldspath potassique qui se présente sous forme de cristaux subautomorphe à xénomorphe, de plagioclase à macles polysynthétiques, de pyroxène en cristaux xénomorphes à relief fort, de minéraux opaques qui sont de magnétite.

➤ *Les pillow-lavas*

Ce sont de roches basiques qui se présentent sous forme d'enclaves sur la paroi Ouest du gisement N°1 (figure V.7). Elles sont boudinées dans des leptynites très fracturés, à teinte sombre et à grains moyens. L'observation microscopique de l'échantillon Amb G1-21 montre une structure granoblastique hétérogranulaire. La roche est composée de plagioclase qui est en cristaux subautomorphe à xénomorphe à macles polysynthétiques, d'hornblende brune à relief fort et à clivage parfait, de clinopyroxène à relief fort, de l'olivine présente une teinte de polarisation élevé, phlogopite qui a une pléochroïsme normal, et d'ilménite.

V.3.2 Les faciès métasomatiques

Les faciès métasomatiques sont des roches reliées à la circulation de fluides. Ils sont issus de l'interaction des fluides avec les roches encaissantes. Il s'agit de : phlogopites, pyroxénites à saphirine et spinelle ± sillimanite, pyroxénites à saphirine et spinelle ± corindon, cordiéritites à saphirine et spinelle ± corindon, grenatites à cordiérite, sillimanite et à spinelle, gneiss

phlogopitisés à saphirine et spinelle, saphirinites à sillimanite et spinelle, faciès à corindon, à saphirine, sillimanite, plagioclasites à corindon, pyroxène, hibonite et spinelle.

➤ *Les phlogopites*

Ce sont des roches très sombres, à grains moyens et à texture foliée. L'observation microscopique des échantillons (amb G2-9b, Amb G3-5, Amb G4-5) révèle une structure lépidoblastique hétérogranulaire (figure V.11E). Elles sont formées essentiellement par de cristaux de phlogopite qui présente un pléochroïsme normal. Le spinelle, en cristaux xénomorphes et de couleur verte, est quelque fois présent.

➤ *Les cordiéritites à saphirine, spinelle et pyroxène ± corindon,*

Ce sont des roches grises, sombres, avec une texture massive et à grain moyen (Amb G1-1b, Amb G1-3, Amb G1-4). Les cordiéritites présentent parfois des fissures remplies de phlogopite. Elles présentent fréquemment une structure orbiculaire qui est formée par un cœur de corindon entouré par un spinelle et de saphirine.

L'observation microscopique montre une structure coronitique complexe (figure V.11A et F). La roche (Amb G1-1b) est formée par les minéraux suivants :

- clinopyroxène, en cristaux subautomorphes à xénomorphes, qui a une teinte de polarisation élevée de jaune à rouge-orangée,
- saphirine, incolore légèrement bleutée, et faiblement pléochroïque. Il est en cristaux xénomorphes et /ou poecilitiques ou en amas ou en symplecitites avec le pyroxène, craquelée,
- feldspath potassique en cristaux subautomorphes à xénomorphes,
- phlogopite qui en cristaux lamellaires avec un pléochroïsme normal,
- corindon, en cristaux subautomorphes, craquelés ; la teinte de polarisation est grise,
- spinelle, de couleur vert clair, xénomorphe ; il peut être inclus dans les autres minéraux,
- minéraux accessoires : rutile.

➤ *Les pyroxénites à saphirine et spinelle ± corindon,*

Ce sont des roches grises, sombres, avec une texture massive et à grain moyen. Les cordiéritites présentent des fissures remplies de phlogopite. Elles présentent fréquemment soit un noyau de corindon entouré par une couronne à saphirine et spinelle soit une couronne de spinelle résultant d'un phénomène de rétromorphose total du corindon en spinelle.

L'observation microscopique montre une structure coronitique complexe. La roche (Amb G2-1) est formée par les minéraux suivants :

- clinopyroxène, en cristaux subautomorphes à xénomorphes,
- saphirine, en cristaux xénomorphes et /ou poecilitiques ou en amas, craquelée ou en symplectite avec les autres cristaux notamment le clinopyroxène (figure V.11C). Elle est incolore légèrement bleutée, et faiblement pléochroïque,
- feldspath potassique, en cristaux subautomorphes à xénomorphes ; il est souvent perthitique,
- cordiérite, subautomorphe à xénomorphe. Elle renferme des macles caractéristiques en biseau,
- phlogopite, en cristaux lamellaires avec un pléochroïsme normal très net ; elle est souvent incluse dans les autres minéraux,
- corindon, en cristaux subautomorphes, craquelés,
- spinelle, de couleur vert clair, xénomorphe. Il peut être inclus dans les autres minéraux,
- minéraux accessoires : rutile.

➤ *Les grenatites à cordiérite, à sillimanite et à spinelle,*

Les grenatites se trouvent uniquement dans le gisement N°2. Ce sont des roches très sombres à texture rubanée à grains moyens et à gros grains. La foliation est marquée par l'alternance des lits clairs (riches en sillimanite) et lits sombres (à grenat, cordiérite, spinelle, saphirine).

L'observation microscopique des échantillons (Amb G2-6, Amb G2-7) montre une structure granoblastique hétérogranulaire (figure V.11D). L'assemblage minéralogique est le suivant :

- grenat, en cristaux xénomorphes, craquelés. Ils se présentent en mégacristaux contenant des inclusions de spinelle, cordiérite, sillimanite et saphirine,
- cordiérite, subautomorphe à xénomorphe. Elle présente les macles caractéristiques en biseau et parfois sous forme de myrmékités,
- sillimanite, en cristaux losangiques ou en paquets de baguettes,
- saphirine, en cristaux xénomorphes ou en amas, craquelée. Elle est incolore légèrement bleutée, et à faible pléochroïsme,
- spinelle, de couleur vert clair, xénomorphe. Il est parfois en symplectite avec le clinopyroxène,
- clinopyroxène, en cristaux subautomorphes à xénomorphes. Il présente une structure symplectitique avec le spinelle,
- minéraux accessoires : rutile.

➤ *Les gneiss phlogopitisés à spinelle ± saphirine,*

Ce faciès est une roche à couleur sombre et à grain moyen. La foliation est marquée par une alternance de lits clairs (plagioclase, feldspath potassique) et de lits sombre (phlogopite, spinelle). Ils se trouvent dans le gisement N°3 et N°4.

Au microscope, l'échantillon (Amb G3-3) montre une structure granoblastique hétérogranulaire. Cette roche est constituée par :

- de plagioclase, en cristaux subautomorphe à xénomorphe, caractérisé par ses macles polysynthétiques,
- du feldspath potassique, en cristaux subautomorphes à xénomorphes, qui renferme un clivage très fin,
- de la saphirine, très abondante, en cristaux xénomorphes ou allongés, craquelée. Elle est incolore légèrement bleutée, et à faible pléochroïsme,
- de la phlogopite qui est très pléochroïque,
- et du spinelle, de couleur vert clair, xénomorphe.

➤ *Les saphirinites à corindon, sillimanite, spinelle*

Ces roches se situent dans les gisements N°3 et N°4. Elles ont une teinte sombre à grains moyens à texture massive.

L'observation microscopique des échantillons (Amb G3-1, Amb G3-2, Amb G4-1) présente une structure granoblastique hétérogranulaire (figure V.12A et V.12C). L'assemblage minéralogique est le suivant :

- feldspath potassique, en cristaux subautomorphes à xénomorphes, qui contient de clivage très fin,
- saphirine, très abondant, en cristaux xénomorphes ou allongés, craquelés. Elle est montre une structure coronitique autour du corindon ou en symplectite avec le feldspath. Elle est incolore légèrement bleutée, et à faible pléochroïsme,
- sillimanite, en cristaux losangiques ou en paquets de baguettes allongés,
- corindon, en cristaux subautomorphes (généralement allongés), craquelés ; la teinte de polarisation est grise.

➤ *Les plagioclasites à corindon, pyroxène et spinelle.*

Ce sont de roches à teinte claire, à grains moyens avec des megacristaux de corindon qui est entouré par du spinelle (figure 10-4). Elles se trouvent uniquement dans le gisement N°4. Elles sont associées aux saphirinites dans les lentilles.

Sous le microscope, l'échantillon (Amb G4-3) montre une structure granoblastique hétérogranulaire (Figure V.12B et V.12D). Les megacristaux présentent une structure coronitique marquée par le développement d'une couronne de spinelle autour du corindon. Ce faciès possède l'assemblage minéralogique suivant :

- plagioclase, en cristaux subautomorphe à xénomorphe, caractérisé par des macles polysynthétiques,
- clinopyroxène, en cristaux subautomorphes à xénomorphes. Il a une teinte de polarisation élevée,
- spinelle, de couleur vert clair, xénomorphe. Il peut être inclus dans les autres minéraux,
- sphène, en cristaux xénomorphes, de couleur brun-rouge claire,
- corindon, en cristaux subautomorphes, craquelés ; la teinte de polarisation est grise,
- hibonite qui se présente sous forme de petits cristaux inclus dans le spinelle, de couleur brune claire.

V.4 GEOCHIMIE

Des analyses chimiques sur les éléments majeurs, éléments traces et Terres Rares ont été effectuées pour déterminer l'origine des différents faciès existants et les comportements des fluides métasomatiques. Vingt huit échantillons des roches environnantes et des roches dans les gisements ont été sélectionnées pour l'étude des comportements géochimiques :

➤ *Les roches associées au corindon :*

- Amb G1-1b : cordiérites à corindon, saphirine, spinelle et pyroxène
- Amb G1-3 : pyroxénites saphirine, spinelle et pyroxène
- Amb G1-4 : pyroxénites saphirine et spinelle (à gros grains)
- Amb G1-9 : charnockites
- Amb G1-13 : pyroxénites à veines et microlentilles de cordiérite
- Amb G1-20 : pyroxénites
- Amb G1-21 : amphibolite à pyroxène (pillow-lavas)
- Amb G1-27: pegmatites
- Amb G1-29 : gneiss à pyroxène
- Amb G2-1 : pyroxénites à corindon saphirine, spinelle et cordiérite
- Amb G2-7 : grenatites à cordiérite, sillimanite et spinelle
- Amb G2-8 : pyroxénites à saphirine et spinelle

- Amb G2-9b : phlogopites
- Amb G2-12 : gneiss à cordiérite et spinelle
- Amb G4-1 : saphirinites à corindon et sillimanite
- Amb G4-3 : plagioclasites à corindon, spinelle et pyroxène
- Amb G4-5 : phlogopites

➤ *Les roches environnantes*

- Amb 8 : gneiss à grenat et pyroxène
- Amb 18d : gneiss à cordiérite, grenat et disthène
- Amb 24 : migmatites
- Amb 27: pyroxénites
- Amb 29 : leptynites à grenat
- Amb 30 : gneiss à cordiérite, grenat et spinelle
- Amb 31 : cipolins
- Amb 33 : pyroxénites
- Amb 35 : plagioclasites
- Amb 39 : granites roses
- Amb 40 : granites porphyroïdes

Les données analytiques des ces roches sont reportés dans les tableaux en annexe 4 à 6 et dans les figures V.13 à V.18.

V.4.2 Les éléments majeurs

Les résultats des analyses des gisements N°1, N°2 et N°3 sont projetés dans le diagramme $(\text{Al}+\text{Fe}+\text{Ti})/3-\text{Na}$ en fonction de $(\text{Al}+\text{Fe}+\text{Ti})/3-\text{K}$ (de La Roche, 1968). Ce diagramme montre le contraste entre les compositions ignées et les compositions sédimentaires (figure V.13).

Les roches à corindon (Amb G1-1b, Amb G2-1, Amb G4-1, Amb G4-3), les pyroxénites à saphirine et spinelle (Amb G1-3, Amb G1-4, Amb G2-8) et grenatites (Amb G2-7) se regroupent dans le domaine de formation des minéraux alumineux. Les roches à corindon se concentrent plus près du pôle anorthite. Les faciès Amb G1-1b, Amb G2-1, Amb G4-1 rapprochent de la droite $\text{K} = \text{Na}$ alors que les saphirinites à coridon (Amb G4-1) qui est riche en feldspath se trouve du côté $\text{K} > \text{Na}$. Les faciès Amb G2-7 et Amb G1-4 sont très alumineux.

Les charnockites (Amb G1-9) se situent dans le domaine des grauwackes. Ils sont d'origine métamorphique.

Les gneiss à cordiérite et spinelle (Amb G2-12) appartiennent au domaine des grauwackes tandis que les gneiss à pyroxène se trouvent dans le domaine de spilites.

D'autres roches métasomatiques telles que les phlogopites (Amb G2-9b, Amb G4-5) et les pyroxénites à veines et microlentilles de cordiérite (Amb G1-13) correspondent à celui du schiste noir (shales) avec $K > Na$ pour les phlogopites et $K = Na$ pour les roches Amb G1-13.

Les amphibolites (Amb G1-21) correspondent au domaine des sub-grauwackes. Les roches Amb G1-20 appartiennent au domaine des arkoses et les pegmatites (Amb G1-27) sont d'origine ignée.

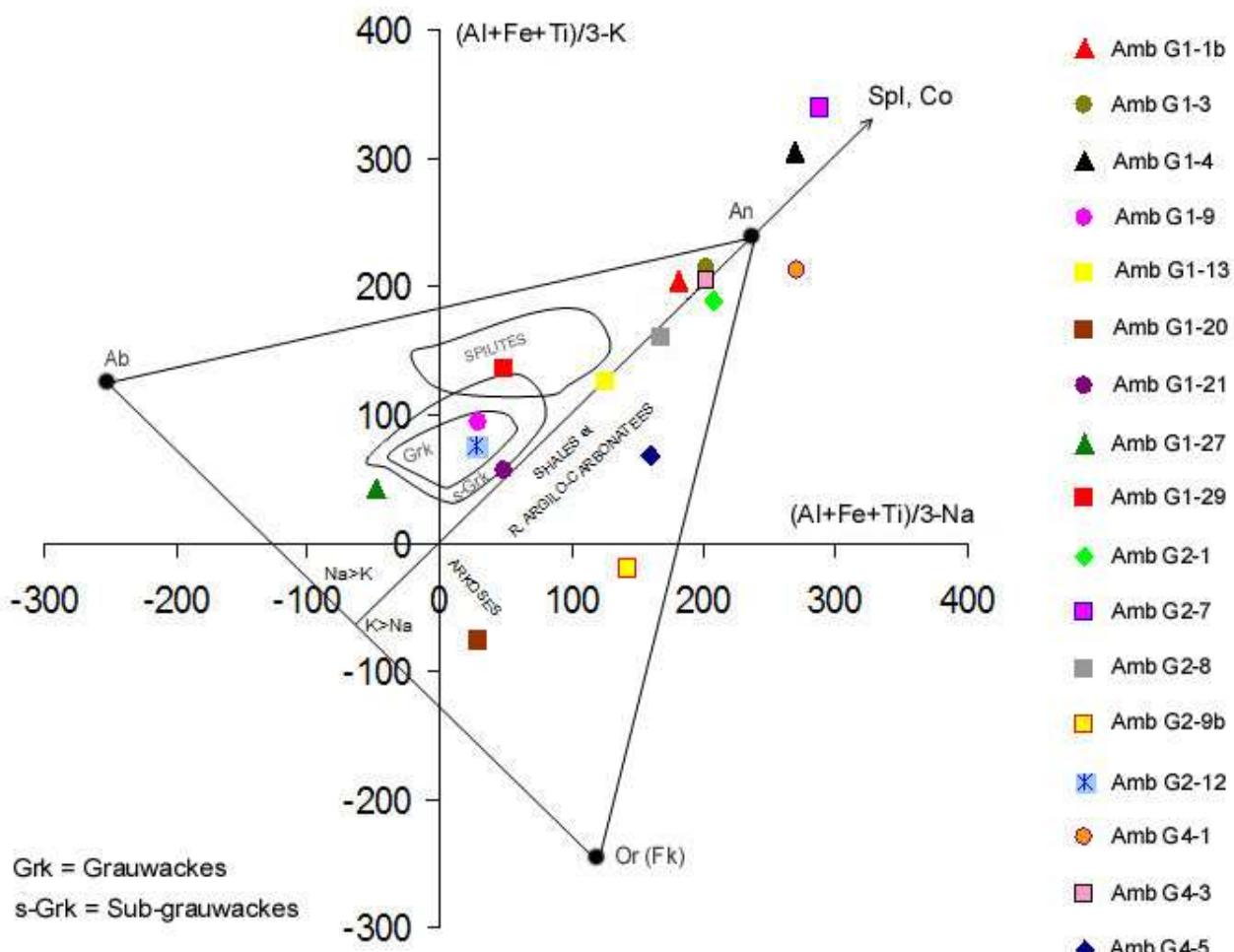


Figure V.13 : Diagramme de De La Roche (1968) $(Al+Fe+Ti)/3-Na$ en fonction de $(Al+Fe+Ti)/3-K$ montrant la distribution géochimique des différents faciès caractéristiques de G1, G2 et G4

V.4.3 Comportements des Terres Rares

Les résultats des Terres Rares analysées de 28 roches sélectionnées sont normalisées aux chondrites (Evensen et al., 1978), ils sont exposés dans les tableaux en annexe 7-1, 7-2 et 8. Les comportements des Terres Rares de chaque faciès sont présentés sous forme de diagrammes.

V.4.3.1 Les roches environnantes

Les différentes concentrations en Terres Rares des certains faciès aux environs des gisements sont représentées dans les figures V.15 et V.15.

D'une manière générale, les spectres des métapelites et des roches magmatiques (Amb 8, Amb 18d, Amb 24, Amb 29, Amb30) ont un profil à pente faible (figure V.14). Ils montrent un léger enrichissement en Terres Rares légères et lourdes. Les spectres Amb 8, Amb 24, Amb 30 présentent une anomalie négative mineure alors que les spectres Amb 18d et Amb 29 ont une anomalie positive mineure. Le spectre Amb 8 est légèrement appauvri en Terres Rares lourdes. Les concentrations en Terres Rares dans ces roches sont moins importantes.

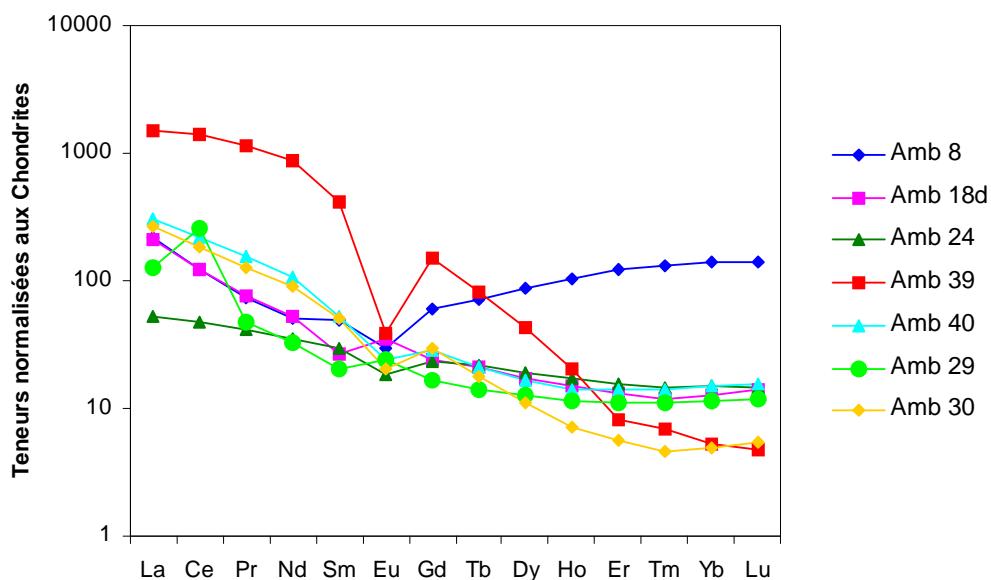


Figure V.14: Spectres de Terres Rares des métapelites et des roches magmatiques. Amb 8 : gneiss à grenat et pyroxène ; Amb 18d : gneiss à cordiérite, grenat et pyroxène ; Amb 24 : migmatites ; Amb 29 : leptynites à grenat ; Amb 30 : gneiss à cordiérite, grenat et spinelle ; Amb 39 : granites roses ; Amb 40 : granites stratoïdes

Les spectres de deux granites montrent des variations nettes sur les concentrations en Terres Rares. Les granites roses (Amb 39) sont très enrichis en Terres Rares légères et lourdes (\sum Terres rares = 5692, 14 ; La/Yb = 287,12) par rapport à ceux des granites stratoïdes (Amb 40) qui sont légèrement enrichis en Terres Rares avec une anomalie négative mineure en europium.

Le spectre Amb 39 a une anomalie négative mineure en europium, ce comportement est dû à l'abondance de feldspath et plagioclase dans ce faciès.

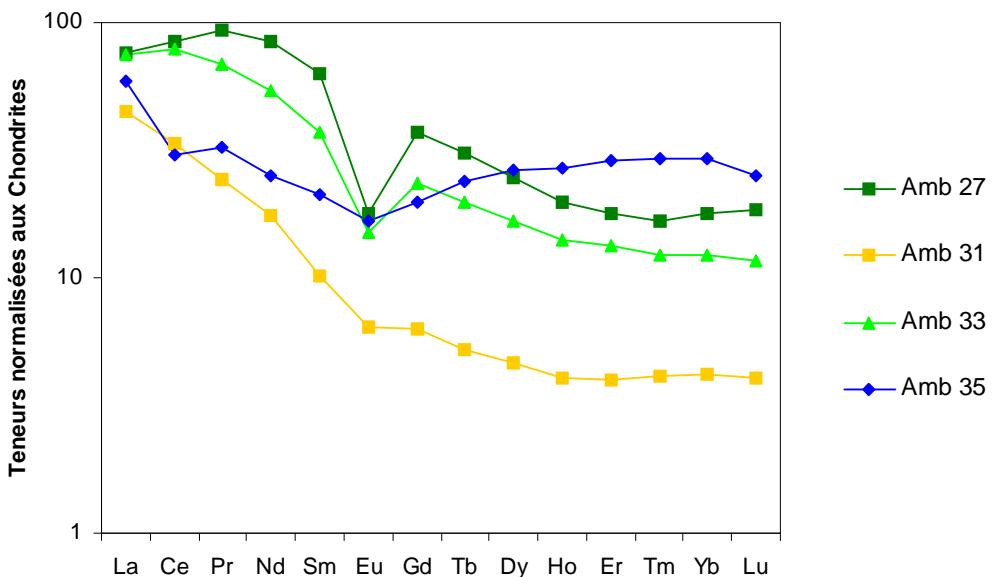


Figure V.15 : Spectres des Terres Rares des métabasites. *Amb 27 et Amb 33: pyroxénites ; Amb 31 : cipolins ; Amb 35 : plagioclasites*

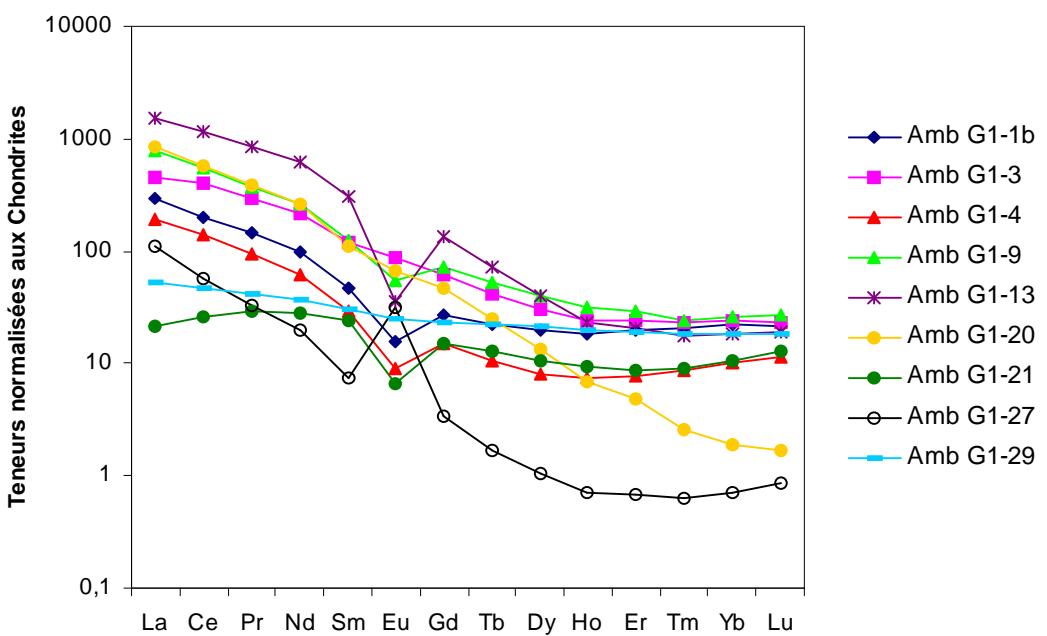


Figure V.16: Spectres de Terres Rares des faciès dans le gisement N°1. *Amb G1-1b : pyroxénites à corindon, Amb G1-4 : Pyroxénites à saphirine et spinelle, Amb G1-9 : charnockites, Amb G1-13 : pyroxénites à veines et microlentilles de cordiérite, Amb G1-20 : dissogénites, Amb G1-21 : amphibolites à pyroxène, Amb G1-27 : pegmatites, Amb G1-29 : gneiss à pyroxène*

Les spectres des métabasites (Amb 27, Amb 31, Amb 33, Amb 35) ont généralement un léger enrichissement en Terres Rares légères (figure V.15). L'anomalie négative en europium est importante pour les pyroxénites (Amb 27, Amb 33) et moins importante à ceux des cipolins (Amb 31) et plagioclases (Amb 35). Les spectres Amb 27, Amb 31, Amb 33 montrent un léger enrichissement en Terres Rares lourdes tandis que le spectre Amb 35 en est appauvri. Amb 8 est très enrichi en Terres Rares lourdes. Ces Terres Rares sont apportées par les fluides métasomatiques.

V.4.3.2 Les roches dans le Gisement N°1

Les spectres des Terres Rares de tous les faciès ont une pente négative de La vers Yb (figure V.16). Ils montrent généralement un enrichissement en Terres Rares légères sauf le spectre Amb G1-21 (Amphibolite à pyroxène) qui en est pauvre. Ils sont tous riches en Terres Rares lourdes. Le fractionnement des Terres rares est fort car le rapport La/Yb varie entre 1,97 et 444,84.

Le spectre de la roche Amb G1-29 (protolith) est à pente faible et relativement droit. Ces Terres Rares sont assez riches en Terres Rares lourdes. Les spectres Amb G1-3, Amb G1-20 et Amb G1-29 ne présentent ni une anomalie positive ni une anomalie négative qui est liée à la présence des feldspaths et plagioclases dans les roches. Contrairement au spectre Amb G1-29, les spectres Amb G1-3 et Amb G1-21 sont caractérisés par un fort fractionnement en Terres Rares.

Le spectre des pegmatites (Amb G1-27) montre une anomalie positive en europium qui est due à l'accumulation en europium par le feldspath. Il est riche en Terres rares légères et très appauvri en Terres Rares lourdes.

Le faciès minéralisé en corindon (Amb G1-1b) et les pyroxénites à saphirine et spinelle (Amb G1-4) ont le même spectre. Ces roches sont enrichies en Terres Rares légères et lourdes avec une anomalie négative en europium qui marque la signature géochimique des fluides dans le gisement.

Le spectre d'Amb G1-13 est très riche en Terres Rares avec un fractionnement en La/Sm de 5,046 et de Gd/Yb de 7,303. L'anomalie en europium est très importante. Cette empreinte de fluide correspond à des microfissurations et des veines à remplissage de cordiérite dans ce faciès.

V.4.3.3 Les roches dans le Gisement N°2

Les spectres de Terres Rares de tous les faciès montrent une pente négative au niveau du Terres Rares légères et des variations remarquables sur les concentrations en Terres Rares

lourdes (figure V.17). Ils sont essentiellement caractérisés par une anomalie négative en europium qui est due à l'abondance de feldspath et plagioclase dans les pyroxénites.

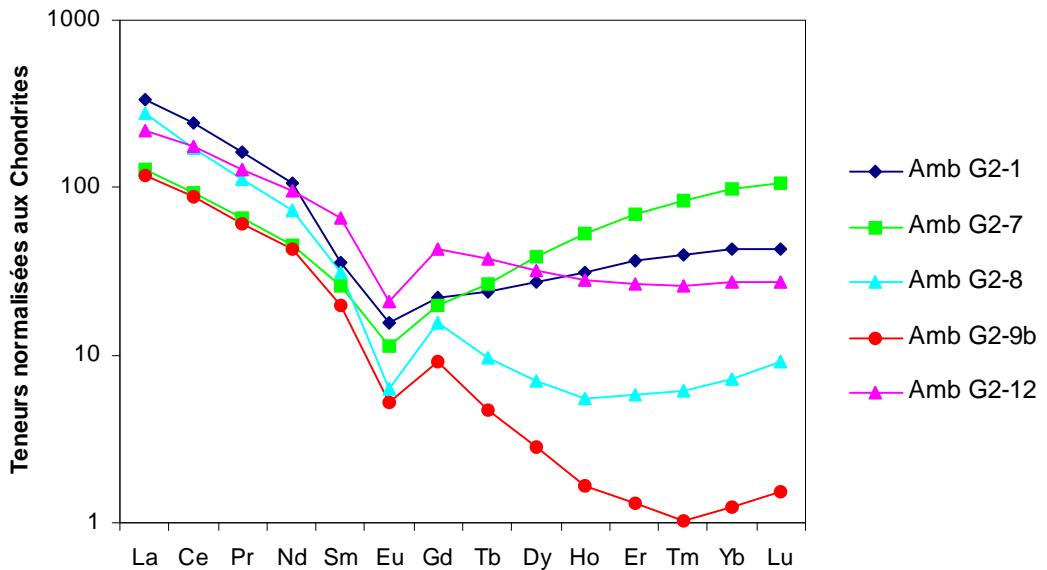


Figure V.17: Spectres de Terres Rares des faciès dans le gisement N°2. *Amb G2-1 : pyroxénites à corindon, Amb G2-7 : grenatites, Amb G2-8 : pyroxénites à saphirine et spinelle, Amb G2-9b : phlogopites, Amb G2-12 : gneiss à cordiérite et spinelle*

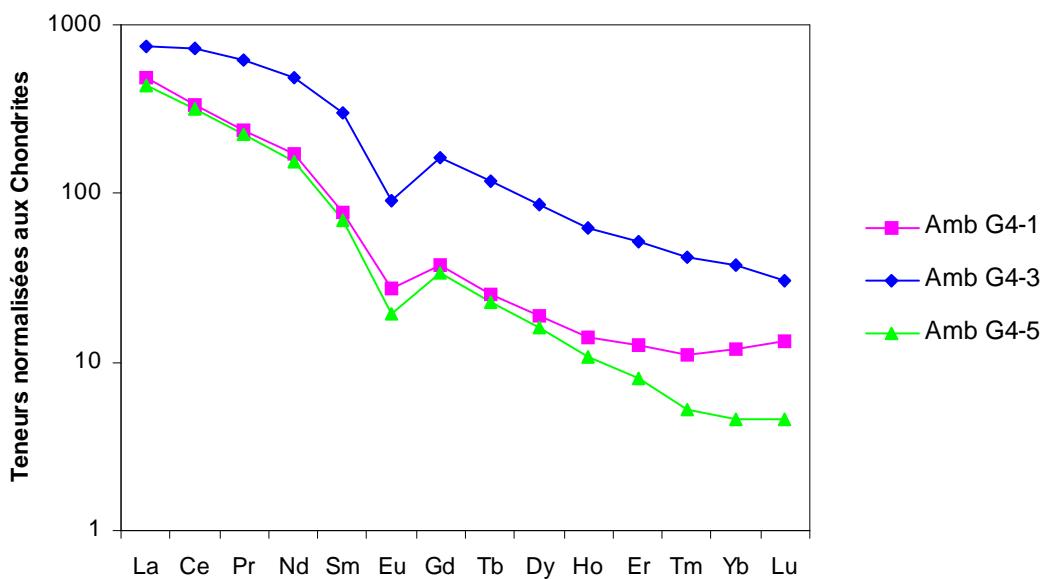


Figure V.18: Spectres de Terres Rares des faciès dans le gisement N°4. *Amb G4-1 : saphirinites à corindon, Amb G4-3 : plagioclasites à corindon, Amb G4-5 : phlogopites*

Les spectres Amb G2-1 (pyroxénites minéralisées), Amb G2-7 (Grenatites à cordiérite, sillimanite et saphirine) présentent un enrichissement en Terres rares légères et un appauvrissement en Terres Rares lourdes qui est probablement lié à la proportion du grenat et pyroxène dans ces roches.

Le spectre Amb G2-8 (pyroxénites saphirine et spinelle) et Amb G2-12 (gneiss à cordiérite et spinelle) ont un enrichissement en Terres Rares légères et lourdes.

Le spectre des phlogopites (Amb G2-9b) est très enrichie en Terres Rares avec un fractionnement La/Sm de 6,42 et appauvris en Terres Rares lourdes ($Gd/Y = 7,517$). Ce spectre montre l'enrichissement des fluides métasomatiques en Terres Rares.

V.4.3.4 Les roches dans le Gisement N°4

La figure V.18 relative aux saphirinites à corindon (Amb G4-1), plagioclasites à corindon (Amb G4-3) et phlogopites (Amb G4-5) montre un fort fractionnement en Terres Rares légères et lourdes. Les spectres présentent une anomalie négative en europium qui est due à l'accumulation de feldspath et plagioclase dans les faciès minéralisés. Ce spectre représente une mobilité des Terres rares et particulièrement celles des Terres Rares légères dans les fluides.

V.5 CHIMIE DES MINERAUX

Les analyses chimiques des minéraux ont été réalisées à la microsonde électronique pour déterminer leurs compositions chimiques. Au total 12 lames polies des certains faciès dans les quatre gisements ont été analysées. Les différents résultats sont présentés dans les tableaux V.1 à V.19 et les tableaux en annexe 9 à 18.

V.5.1 Feldspath potassique

Les compositions chimiques et formules structurales des feldspaths potassiques sont présentées dans le tableau V.1 et l'annexe 9. Leurs formules structurales ont été calculées sur la base de 8 oxygènes.

Les feldspaths potassiques ont une proportion molaire en orthose très variable (27,77 à 85,21). On distingue deux groupes de feldspaths sodi-potassiques suivant leur composition molaire en Na (figure V.19): (1) le feldspath qui se rapproche du pôle orthose avec une proportion molaire d'albite comprise entre 13,87 et 23,14 ; il se trouve dans la majeure partie des pyroxénites à corindon (Amb G2-1), (2) le feldspath qui a une forte concentration en albite

avec Na variant de 37,70 à 60,90 ; c'est pour la plupart des représentants de saphirinites à corindon (Amb G3-1A).

Tableau V.1: Compositions chimiques et formules structurales des feldspaths potassiques calculées sur la base de 8 oxygènes

Label No	Amb G2-1 1	Amb G2-1 5	Amb G2-1 10	Amb G2-1 24	Amb G3-1A 33	Amb G3-1A 34	Amb G3-1A 21	Amb G3-1A 47
SiO₂	65,04	65,64	66,07	65,20	66,10	65,23	64,78	65,57
TiO₂	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,03	0,00	0,00
Al₂O₃	20,11	19,34	20,30	18,85	18,82	18,45	18,65	18,30
Cr₂O₃	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	0,05	0,16	0,10	0,06	0,14	0,07	0,00	0,01
MnO	0,00	0,00	0,02	0,07	0,00	0,00	0,00	0,05
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	1,32	0,68	1,88	0,32	0,11	0,05	0,08	0,00
Na₂O	4,87	6,46	7,06	2,75	4,52	1,78	1,64	1,78
K₂O	8,39	7,61	4,73	12,74	10,41	14,44	14,75	14,37
Total	99,78	99,89	100,17	100,00	100,10	100,05	99,91	100,07
Si	2,94	2,96	2,94	2,98	2,99	3,00	2,99	3,01
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	1,07	1,03	1,06	1,02	1,00	1,00	1,01	0,99
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe²⁺	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,06	0,03	0,09	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00
Na	0,43	0,56	0,61	0,24	0,40	0,16	0,15	0,16
K	0,53	0,48	0,30	0,79	0,65	0,89	0,91	0,89
Total	5,02	5,07	5,00	5,05	5,05	5,05	5,05	5,04
An	6,28	3,07	8,95	1,48	0,52	0,23	0,38	0,00
Ab	41,98	52,49	60,90	23,24	37,70	15,12	13,87	15,12
Or	51,74	44,44	30,15	75,28	61,78	84,65	85,75	84,88

V.5.2 Plagioclase

Le plagioclase est un minéral fréquent dans certains faciès associés aux corindons. Le tableau V.2 et l'annexe 10 montre les compositions chimiques et formules structurales des plagioclases. Les formules structurales ont été calculées sur la base de 8 oxygènes. La composition molaire en anorthite de plagioclase varie suivant le type de facies.

Les plagioclases se divisent en trois types suivant leur composition en anorthite (figure V.20): (1) oligoclase (Amb G1-1b = 25,14% à 34,22% An ; Amb G1-4 = 19,60% An ; Amb G2-

1 = 16,02 à 19,55% An ; Amb G2-6 = 10,88% An), (2) labrador (Amb G1-21 = 57,56% An) et (3) anorthite (Amb G4-3A = 97,11 à 99,06% An).

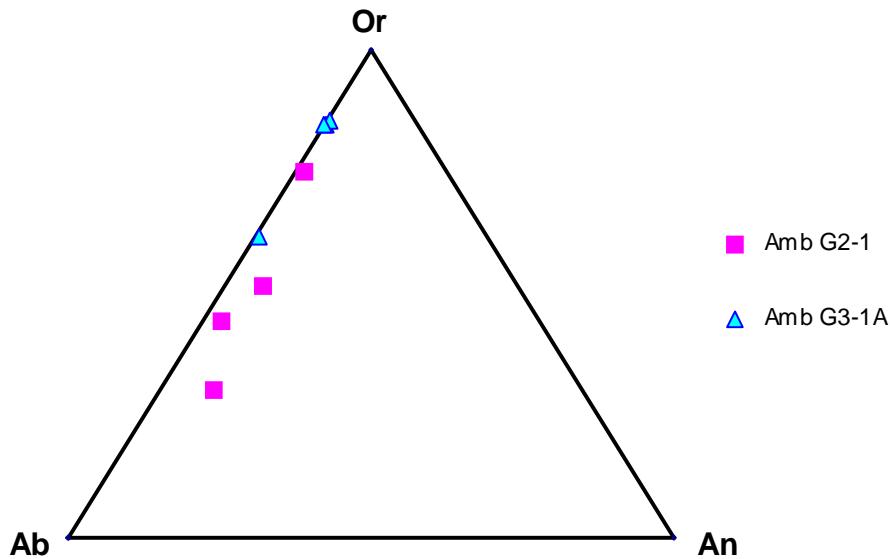


Figure V.19 : Diagramme triangulaire Or-Ab-An des feldspaths potassiques analysés dans les pyroxénites à corindon (Amb G2-1), saphirinites à corindon (Amb G3-1A). Or = orthose, Ab = albite, An= anorthite

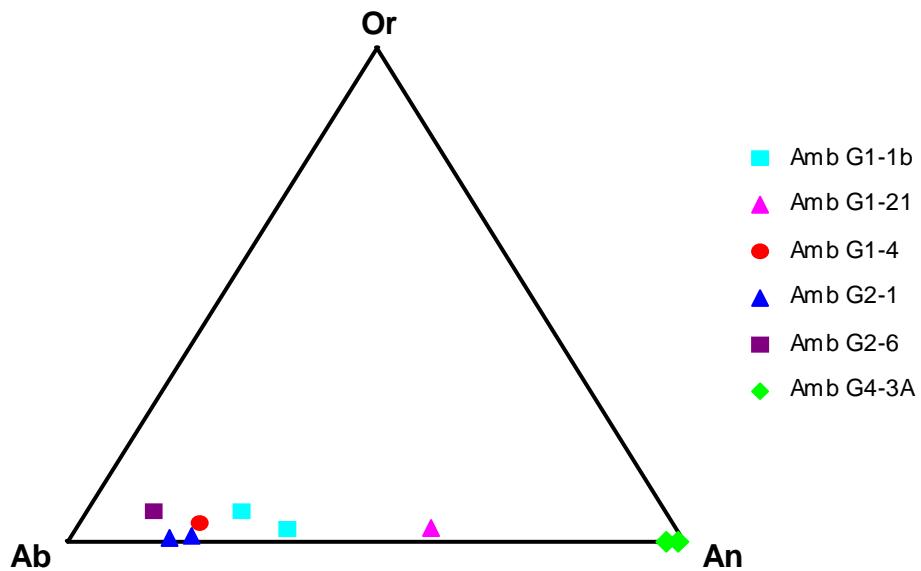


Figure V.20: Diagramme triangulaire Or-Ab-An des plagioclases analysés dans les cordiéritites à corindon (Amb G1-1b), pyroxénites sans corindon (Amb G1-4), amphibolites (Amb G1-21), pyroxénites à corindon (Amb G2-1), grenatites (Amb G2-6) et plagioclases à corindon (Amb G4-3A). Or = orthose, Ab = albite, An= anorthite

Tableau V.2: Compositions chimiques et formules structurales des plagioclases calculées sur la base de 8 oxygènes

Label No	Amb G1-1b 3	Amb G1-1b 6	Amb G1-21 17	Amb G1-4 29	Amb G2-1 4	Amb G2-1 11	Amb G2-6 9	Amb G4-3A 15	Amb G4-3A 88
SiO₂	61,85	59,31	53,52	63,98	64,42	63,49	65,86	43,68	43,74
TiO₂	0,16	0,09	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01	0,08	0,00
Al₂O₃	23,23	25,49	29,16	22,67	22,31	22,84	21,14	36,00	35,99
Cr₂O₃	0,00	0,00	0,02	0,00	0,04	0,00	0,00	0,03	0,09
FeO	0,03	0,17	0,15	0,00	0,12	0,08	0,04	0,00	0,06
MnO	0,00	0,00	0,07	0,04	0,02	0,00	0,06	0,00	0,00
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	5,51	7,20	12,13	4,16	3,50	4,18	2,29	20,11	19,80
Na₂O	8,36	7,37	4,62	9,02	10,06	9,38	9,68	0,10	0,33
K₂O	0,97	0,39	0,45	0,53	0,10	0,17	0,92	0,00	0,00
Total	100,10	100,02	100,15	100,41	100,58	100,13	100,00	100,01	100,00
Si	2,75	2,65	2,42	2,82	2,83	2,80	2,90	2,02	2,03
Ti	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	1,22	1,34	1,56	1,18	1,16	1,19	1,10	1,96	1,96
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe²⁺	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,26	0,34	0,59	0,20	0,16	0,20	0,11	1,00	0,98
Na	0,72	0,64	0,41	0,77	0,86	0,80	0,83	0,01	0,03
K	0,06	0,02	0,03	0,03	0,01	0,01	0,06	0,00	0,00
Total	5,03	5,01	5,01	5,00	5,02	5,01	5,00	5,00	5,01
An	25,14	34,22	57,56	19,60	16,02	19,55	10,88	99,06	97,11
Ab	68,98	63,34	39,67	76,97	83,34	79,40	83,18	0,93	2,89
Or	5,88	2,44	2,77	3,43	0,64	1,05	5,93	0,02	0,00

V.5.3 Phlogopite

Les compositions chimiques et formules structurales des phlogopites ont été calculées sur la base de 22 oxygènes sont présentées dans le tableau V.3 et l'annexe 11. Elles sont caractérisées par une faible proportion en fer (0,38 à 1,84) et un léger enrichissement en alumine (2,13 à 2,71) et en magnésium (XMg = 0,74 à 0,92). Elles se concentrent généralement vers le pôle phlogopite (figure V.21).

Les phlogopites renferment également du titane (0,05 à 0,57), du fluor (0,00 à 2,39). Par rapport aux autres faciès, les plagioclases à corindon sont particulièrement riches en fluor avec une proportion molaire comprise entre 2,68 et 2,39. La proportion molaire en Mg des échantillons Amb G4-1, Amb G2-1 et Amb G4-3A est très élevée (XMg = 0,91 à 0,92). Les phlogopites sont riches en titane (TiO₂ = 0,59-5,22).

Tableau V.3: Compositions chimiques et formules structurales des phlogopites calculées sur la base de 22 oxygènes

Label No	Amb G1-4 4	Amb G2-1 9	Amb G2-1 16	Amb G2-9b 20	Amb G2-9b 21	Amb G4-3A 44	Amb G4-3A 45	Amb G2-6 5	Amb G2-6 21	Amb G1-21 73
SiO₂	39,28	39,12	39,43	39,65	39,72	40,86	40,62	37,43	38,03	37,53
TiO₂	5,22	4,76	4,89	0,59	0,67	0,44	0,72	5,23	4,98	4,48
Al₂O₃	15,53	15,88	15,86	15,67	15,73	12,37	12,81	15,88	15,78	13,03
Cr₂O₃	0,00	0,02	0,04	0,12	0,09	0,06	0,00	0,02	0,02	0,01
FeO	4,04	3,22	3,46	6,25	7,02	4,27	3,70	10,83	10,55	14,49
MnO	0,08	0,04	0,02	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,05	0,05
MgO	22,06	22,08	22,11	22,62	22,82	24,40	24,97	17,14	16,79	14,57
CaO	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,06
Na₂O	0,09	0,06	0,06	0,30	0,19	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
K₂O	10,19	10,30	10,11	9,97	9,99	10,45	10,31	10,19	10,22	9,56
F	1,95	2,05	0,00	3,91	4,29	5,81	5,22	0,00	0,00	2,65
Cl	0,00	0,00	0,00	0,78	0,74	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	98,44	97,56	95,98	99,84	101,29	98,65	98,36	96,76	96,42	96,43
O=F,Cl	-0,82	-0,86	0,00	-1,82	-1,97	-2,44	-2,20	0,00	0,00	-1,12
Total	97,615	96,693	95,975	98,017	99,322	96,210	96,156	96,757	96,416	95,316
Si	5,51	5,52	5,54	5,68	5,64	5,96	5,88	5,42	5,51	5,70
Ti	0,55	0,51	0,52	0,06	0,07	0,05	0,08	0,57	0,54	0,51
Al	2,57	2,64	2,63	2,64	2,63	2,13	2,19	2,71	2,70	2,33
Cr	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe²⁺	0,47	0,38	0,41	0,75	0,83	0,52	0,45	1,31	1,28	1,84
Mn	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
Mg	4,61	4,65	4,63	4,83	4,83	5,30	5,39	3,70	3,63	3,30
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Na	0,02	0,02	0,02	0,08	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	1,83	1,86	1,81	1,82	1,81	1,94	1,90	1,88	1,89	1,85
F	0,86	0,92	0,00	1,77	1,93	2,68	2,39	0,00	0,00	1,27
Cl	0,00	0,00	0,00	0,19	0,18	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	13,73	13,71	13,72	13,98	14,03	13,96	13,99	13,71	13,66	13,69
Al^{VI}	0,08	0,17	0,16	0,32	0,28	0,08	0,07	0,13	0,20	0,03
Al^{IV}	2,49	2,48	2,46	2,32	2,36	2,05	2,12	2,58	2,49	2,30
XMg	0,91	0,92	0,92	0,87	0,85	0,91	0,92	0,74	0,74	0,64

V.5.4 Saphirine

La saphirine est présente dans tous les gisements. Les compositions chimiques et formules structurales, calculées sur la base de 20 oxygènes, sont présentées dans le tableau V.4 et l'annexe 12. Elles sont très magnésiennes et alumineuses. Le rapport XMg des échantillons analysés se trouve entre 0,75 et 0,97. Ce rapport sépare deux types de saphirine : (1) les saphirines dans les faciès à corindon (Amb G1-1b, Amb G2-1, Amb G3-1A et G3-1B) et les pyroxénites qui présentent un important rapport XMg comprise entre 0,91 et 0,97, (2) les saphirines de grenatites qui montrent un rapport XMg relativement faible (XMg = 0,75 – 0,77).

Elles sont plus magnésiennes que celles des gneiss feldspathiques à corindon de Sahambano ($\text{XMg} = 0,75 - 0,78$) (tableau annexe 17).

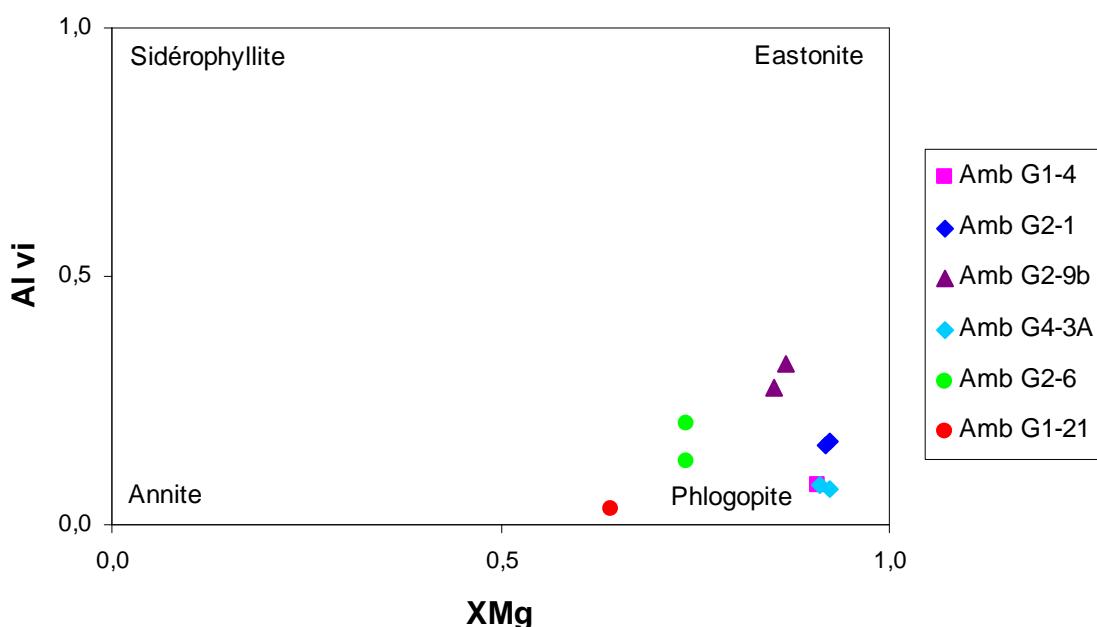


Figure V.21 : Diagramme Al^{VI} en fonction de XMg des phlogopites dans les pyroxénites sans corindon (Amb G1-4), amphibolites (Amb G1-21), pyroxénites à corindon (Amb G2-1), phlogopites (Amb G2-9b), grenatites (Amb G2-6) et palgioclasites à corindon (Amb G4-3A)

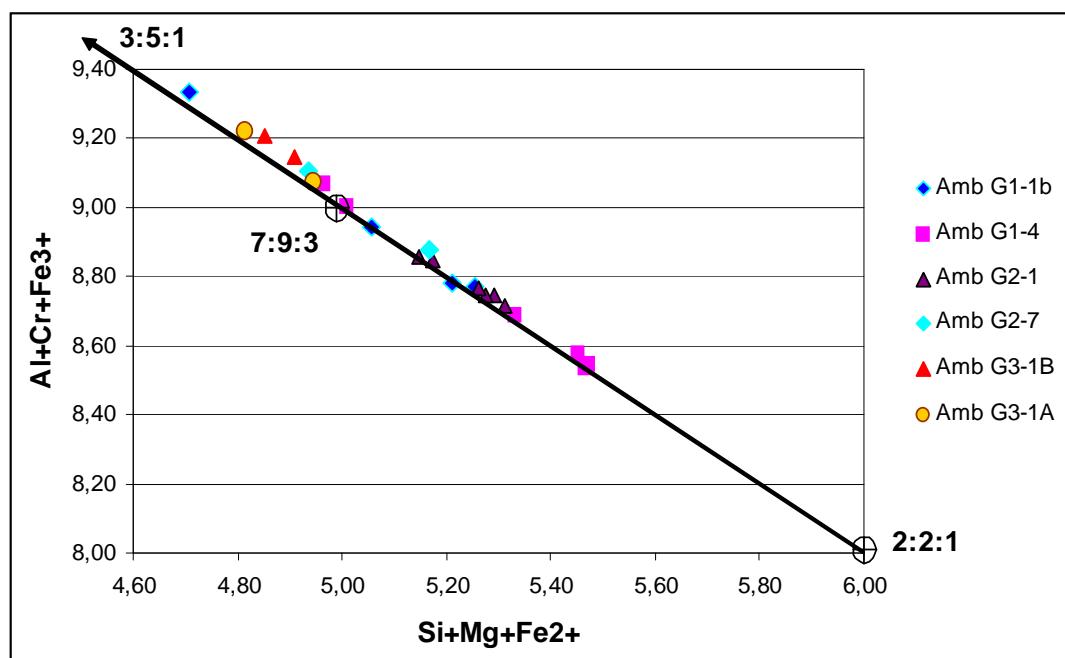


Figure V.22 : Diagramme $(\text{Al}+\text{Cr}+\text{Fe}^{3+})$ en fonction de $(\text{Si}+\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$ des saphirines (Ellis, 1980) dans des cordiérites à corindon (Amb G1-1b), pyroxénites à corindon (Amb G2-1), pyroxénites à saphirine et spinelle (Amb G1-4), grenatites (Amb G2-7), saphirinites à corindon (Amb G3-1A, Amb G3-1B)

Tableau V.4: Compositions chimiques et formules structurales des saphirines calculées sur la base de 20 oxygènes

Label No	Amb- G1-1b 2	Amb- G1-1b 15	Amb G1-4 13	Amb G1-4 19	Amb G2-1 2	Amb G2-1 15	Amb G2-7 60	Amb G2-7 65	Amb G3-1A 24	Amb G3-1B 38
SiO₂	13,97	11,61	14,24	12,71	14,17	14,00	12,29	13,09	12,67	12,03
TiO₂	0,00	0,00	0,15	0,06	0,00	0,00	0,02	0,07	0,00	0,08
Al₂O₃	63,42	67,01	61,94	65,03	62,79	63,07	62,73	60,65	64,38	64,74
Cr₂O₃	0,09	0,09	0,00	0,02	0,00	0,09	0,10	0,06	0,33	0,09
FeO	2,87	2,42	3,70	3,29	3,22	2,88	10,03	10,97	4,41	4,53
MnO	0,00	0,02	0,16	0,04	0,09	0,04	0,26	0,20	0,06	0,04
MgO	19,73	18,69	19,90	19,04	20,03	19,80	14,87	14,82	18,04	18,09
CaO	0,00	0,03	0,03	0,02	0,02	0,00	0,01	0,02	0,02	0,00
Na₂O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K₂O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,09	0,00
Total	100,07	99,86	100,13	100,22	100,32	99,89	100,32	99,88	100,00	99,59
Si	1,62	1,35	1,66	1,48	1,65	1,63	1,48	1,59	1,49	1,42
Ti	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01
Al	8,69	9,20	8,53	8,93	8,61	8,66	8,88	8,66	8,91	9,00
Cr	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,03	0,01
Fe³⁺	0,07	0,12	0,16	0,14	0,14	0,09	0,21	0,21	0,13	0,19
Fe²⁺	0,21	0,11	0,20	0,18	0,17	0,19	0,80	0,90	0,30	0,25
Mn	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,03	0,02	0,01	0,00
Mg	3,42	3,24	3,47	3,30	3,47	3,44	2,66	2,68	3,16	3,18
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Total	14,02	14,04	14,06	14,05	14,05	14,03	14,07	14,07	14,05	14,07
XMg	0,94	0,97	0,95	0,95	0,95	0,95	0,77	0,75	0,91	0,93

La saphirine naturelle se présente généralement sous forme de solution solide entre le pôle $Mg_4Al_{18}Si_2O_{20}$ (2 : 2 : 1) et le pôle $Mg_7Al_{18}Si_3O_{40}$ (7 : 9 : 3). Il existe un autre pôle à part ces deux précédents, c'est le pôle $Mg_3Al_{10}SiO_{20}$ (3 : 5 : 1). En utilisant le diagramme (Si+Mg+Fe²⁺) vs (Al+Cr+Fe³⁺) d'après Ellis (1980), toutes les saphirines se concentrent essentiellement autour du pôle 7 : 9 : 3 (figure V.22). Elles sont enrichies en alumine avec une teneur allant de 8,53 à 9,20 apfu.

V.5.5 Pyroxènes

Les pyroxènes sont représentés par les orthopyroxènes et les clinopyroxènes. Leurs formules structurales ont été calculées sur la base de 6 oxygènes.

Tableau V.5: Compositions chimiques et formules structurales des orthopyroxènes calculées sur la base de 6 oxygènes

Label No	Amb G1-1b 5	Amb G1-1b 10	Amb G1-4 26	Amb G1-4 31	Amb G2-1 14	Amb G2-1 8	Amb G2-6 14	Amb G2-6 18	Amb G1-21 30	Amb G1-21 25
SiO₂	55,14	54,94	53,65	53,47	54,27	54,61	49,30	49,40	51,45	51,19
TiO₂	0,21	0,00	0,19	0,11	0,00	0,08	0,00	0,08	0,17	0,09
Al₂O₃	4,22	5,48	7,89	7,34	6,20	6,06	7,84	7,48	0,94	1,38
Cr₂O₃	0,00	0,03	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00
FeO	6,28	6,31	6,48	7,31	6,86	6,25	20,67	21,01	26,32	26,67
MnO	0,08	0,12	0,20	0,16	0,12	0,03	0,18	0,09	0,73	0,56
MgO	34,21	33,50	32,45	32,05	33,18	33,36	22,82	22,75	19,27	19,62
CaO	0,05	0,06	0,06	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,67	0,70
Na₂O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K₂O	0,02	0,02	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	100,21	100,46	100,95	100,50	100,67	100,43	100,84	100,84	99,60	100,22
Si	1,90	1,88	1,83	1,84	1,86	1,87	1,80	1,81	1,97	1,81
Ti	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	0,17	0,22	0,32	0,30	0,25	0,24	0,34	0,32	0,04	0,32
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe³⁺	0,04	0,02	0,01	0,02	0,03	0,01	0,08	0,08	0,02	0,08
Fe²⁺	0,14	0,17	0,18	0,19	0,16	0,17	0,55	0,56	0,82	0,56
Mn	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00
Mg	1,75	1,71	1,65	1,64	1,70	1,70	1,24	1,24	1,10	1,24
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	4,01	4,00	4,00	4,00	4,01	4,00	4,02	4,02	4,00	4,02
XMg	0,69	0,65	0,63	0,64	0,67	0,65	0,59	0,59	0,53	0,57
Wo	0,09	0,11	0,12	0,06	0,05	0,06	0,07	0,07	1,38	0,07
En	90,50	90,19	89,54	88,38	89,42	90,40	66,20	65,87	55,19	65,87
Fs	9,41	9,70	10,34	11,56	10,53	9,54	33,73	34,06	43,43	34,06
Ac	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

- Les compositions chimiques et formules structurales des orthopyroxènes sont présentées dans le tableau V.5 et l'annexe 14. Ils sont magnésiens ($MgO = 19,27-34,21\%$ poids), très alumineux ($Al_2O_3 = 4,22-21,77\%$ poids) et pauvres en titane ($TiO_2 = 0,00-0,21\%$ poids). Les orthopyroxènes se divisent en trois types (figure V.23): (1) les pyroxènes magnésiens qui se concentrent proche du pôle enstatite (Amb G1-1b, Amb G1-4, Amb G2-1), (2) le type intermédiaire, ferromagnésien, qui est légèrement enrichie en enstatite (Amb G2-6, Amb G1-21/N°30), et (3) l'hyperstène (Amb G1-21/N°25), pyroxène ferromagnésien, qui se rapproche du pôle ferrosilite.

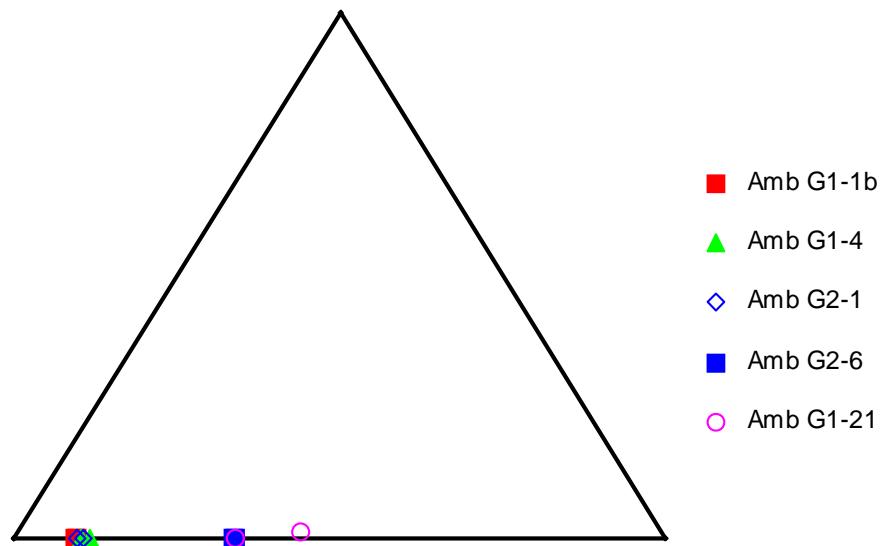


Figure V.23: Diagramme triangulaire enstatite (En)- wollastonite (Wo)- ferrosilite (Fs) des orthopyroxènes (Morimoto, 1988) des cordiéritites à corindon (Amb G1-1b), des pyroxénites sans corindon (Amb G1-4), des pyroxénites à corindon (Amb G2-1), des grenatites et des amphibolites (Amb G1-21).

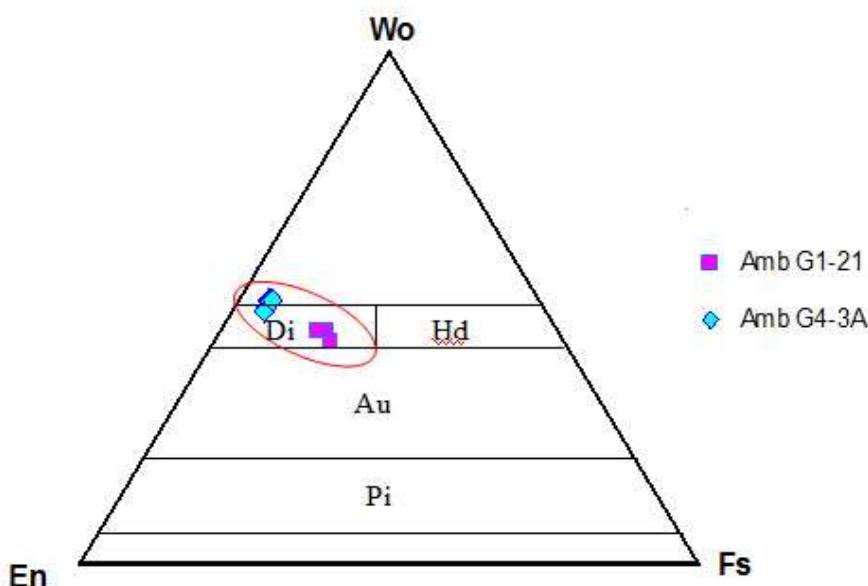


Figure V.24: Diagramme triangulaire enstatite (En)- wollastonite (Wo)- ferrosilite (Fs) des clinopyroxènes (Morimoto, 1988) dans les amphibolites (Amb G1-21) et les plagioclases (Amb G4-3A). Hd = hedenbergite, Di = Diopside, Au = Augite, Pi = pigeonite

Tableau V.6 : Compositions chimiques et formules structurales des clinopyroxènes calculées sur la base de 6 oxygènes

Label No	Amb G1-21 27	Amb- G1-21 28	Amb- G1-21 32	Amb G4-3A 11	Amb G4-3A 47	Amb G4-3A 58	Amb G4-3A 199	Amb G4-3A 8
SiO₂	51,60	52,03	50,95	51,75	52,72	53,01	53,96	50,72
TiO₂	0,31	0,54	0,38	0,58	0,53	0,25	0,34	1,10
Al₂O₃	2,25	1,86	2,26	4,73	2,54	2,05	0,97	4,92
Cr₂O₃	0,03	0,00	0,10	0,02	0,15	0,06	0,10	0,00
FeO	10,39	9,75	11,39	2,89	2,99	3,02	3,24	3,17
MnO	0,27	0,15	0,37	0,04	0,18	0,09	0,09	0,05
MgO	12,83	13,18	12,92	14,81	16,09	15,61	16,71	14,94
CaO	22,37	22,10	21,41	24,56	25,11	25,82	25,04	25,16
Na₂O	0,25	0,27	0,30	0,18	0,00	0,00	0,00	0,12
K₂O	0,00	0,01	0,01	0,20	0,00	0,01	0,02	0,00
Total	100,30	99,90	100,08	99,75	100,29	99,93	100,46	100,17
Si	1,94	1,95	1,92	1,90	1,92	1,94	1,97	1,86
Ti	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,03
Al	0,10	0,08	0,10	0,20	0,11	0,09	0,04	0,21
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Fe³⁺	0,04	0,01	0,07	-0,01	0,01	0,01	0,01	0,03
Fe²⁺	0,28	0,30	0,28	0,10	0,08	0,08	0,09	0,07
Mn	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Mg	0,72	0,74	0,73	0,81	0,87	0,85	0,91	0,82
Ca	0,90	0,89	0,87	0,96	0,98	1,01	0,98	0,99
Na	0,02	0,02	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01
K	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	4,01	4,00	4,02	4,00	4,01	4,00	4,00	4,01
XMg	0,45	0,43	0,48	0,43	0,51	0,50	0,51	0,54
Wo	45,69	45,43	43,65	51,42	50,27	51,69	49,22	51,71
En	36,45	37,68	36,64	43,11	44,79	43,46	45,68	42,70
Fs	16,93	15,88	18,61	4,79	4,94	4,85	5,10	5,15
Ac	0,94	1,01	1,11	0,69	0,00	0,00	0,00	0,44

- Le tableau V.6 et l'annexe 15 donne les compositions chimiques et formules structurales des clinopyroxènes. Leur rapport XMg est compris entre 0,43 et 0,54. Ils sont enrichis en magnésium (MgO = 12,83-16,71% poids), en calcium (CaO = 21,41-25,82% poids), et légèrement appauvris en sodium (Na₂O = 0,00-0,30% poids). Ils montrent des concentrations très variables en aluminium (Al₂O₃ = 0,97-4,92% poids). Les clinopyroxènes se situent dans le domaine calcomagnésien. Il s'agit de diopside avec des compositions en Wo = 43,65-51,69, En = 36,45-45,68, Fs = 4,79-18,61 (figure V.24). Les clinopyroxènes des plagioclases sont un peu plus calcomagnésiens que ceux des amphibolites qui sont légèrement riches en fer.

Tableau V.7: Compositions chimiques et formules structurales des cordiérites calculées sur la base de 18 oxygènes

Label No	Amb- G1-1b 1	Amb- G1-1b 18	Amb G2-1 12	Amb G2-1 17	Amb G2-1 18	Amb G2-1 19
SiO₂	51,06	51,01	50,75	50,92	51,09	51,73
TiO₂	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al₂O₃	34,26	34,74	34,12	34,32	34,58	34,57
Cr₂O₃	0,09	0,02	0,00	0,00	0,09	0,00
FeO	1,04	1,04	0,82	1,04	0,98	1,01
MnO	0,00	0,12	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	13,23	13,75	13,36	13,47	13,33	13,36
CaO	0,08	0,05	0,01	0,01	0,00	0,02
Na₂O	0,00	0,05	0,00	0,00	0,11	0,00
K₂O	0,04	0,10	0,00	0,01	0,01	0,00
Total	99,86	100,88	99,06	99,77	100,19	100,69
Si	5,01	5,00	4,98	4,99	5,01	5,07
Ti	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	3,96	4,01	3,94	3,97	4,00	3,99
Cr	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Fe²⁺	0,09	0,09	0,07	0,09	0,08	0,08
Mn	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	1,93	2,01	1,95	1,97	1,95	1,95
Ca	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00
K	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	11,01	11,15	10,94	11,01	11,06	11,10
XMg	0,96	0,96	0,97	0,96	0,96	0,96

V.5.6 Cordiérite

Les formules structurales des cordiérites ont été calculées sur la base de 18 oxygènes. Le tableau V.7 montre une concentration importante de magnésium dans les cordiérites (MgO = 13,23-13,75% poids) et un appauvrissement en fer (FeO = 0,82-1,03% poids). La valeur du rapport XMg est comprise entre 0,96 et 0,96.

V.5.7 Pargasite

La pargasite est présente dans les amphibolites à pyroxène (Amb G1-21) qui se trouvent dans le gisement N°1. Les formules structurales et les compositions chimiques de ces amphiboles sont reportées dans le tableau V.8 et l'annexe 16. Les formules structurales ont été calculées sur la base de 23 oxygènes. Les échantillons d'amphiboles analysées sont reportés dans

Tableau V.8 : Compositions chimiques et formules structurales des pargasites calculées sur la base de 23 oxygènes

Label No	Amb G1-21 67	Amb G1-21 68	Amb G1-21 71	Amb G1-21 72	Amb G1-21 75	Amb G1-21 76	Amb G1-21 78
SiO₂	40,43	40,68	41,15	40,73	40,86	41,11	41,24
TiO₂	2,82	2,82	2,65	2,96	2,68	2,42	2,70
Al₂O₃	11,12	11,29	11,18	11,42	10,79	10,80	11,08
Cr₂O₃	0,00	0,01	0,03	0,08	0,05	0,05	0,03
FeO	16,07	15,93	16,01	16,33	15,90	15,68	15,70
MnO	0,04	0,17	0,00	0,24	0,20	0,18	0,18
MgO	10,67	10,69	10,73	10,53	10,69	10,97	10,90
CaO	12,03	11,75	12,11	11,91	11,96	11,79	12,11
Na₂O	1,48	1,35	1,26	1,29	1,30	1,39	1,35
K₂O	2,39	2,38	2,43	2,43	2,47	2,48	2,49
F	1,43	0,70	1,36	0,92	1,39	1,51	1,39
O=F	0,59	0,29	0,56	0,38	0,57	0,62	0,57
Total	97,90	97,47	98,36	98,46	97,70	97,75	98,60
Si	6,02	6,13	6,09	6,08	6,09	6,10	6,08
Ti	0,32	0,32	0,29	0,33	0,30	0,27	0,30
Al^{VI}	-0,03	0,14	0,04	0,08	-0,01	-0,01	0,01
Al^{IV}	1,98	1,87	1,91	1,93	1,91	1,90	1,92
Cr	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00
Fe³⁺	1,15	0,77	1,09	0,91	1,13	1,28	1,08
Fe²⁺	0,81	1,20	0,84	1,08	0,80	0,62	0,81
Mn	0,01	0,02	0,00	0,03	0,03	0,02	0,02
Mg	2,37	2,40	2,37	2,34	2,38	2,43	2,39
Ca	1,92	1,90	1,92	1,90	1,91	1,87	1,91
Na	0,43	0,40	0,36	0,37	0,38	0,40	0,39
K	0,45	0,46	0,46	0,46	0,47	0,47	0,47
F	0,67	0,33	0,64	0,43	0,66	0,71	0,65
Total	16,13	15,97	16,05	16,00	16,08	16,11	16,08
XMg	0,75	0,67	0,74	0,68	0,75	0,80	0,75
XFe	1,05	0,74	0,94	0,85	1,03	1,01	0,98

le diagramme de classification des amphiboles proposé par Leake et al., (1997) (figure V.25). Elles sont toutes des amphiboles calciques qui se regroupent dans le domaine de pargasite.

Les pargasites sont fortement magnésiennes avec un rapport XMg compris entre 0,67 et 0,80, riches en fluor (F = 0,70-1,51% poids), et relativement enrichies en potassium (K>Na). Elles renferment un peu de titane (Ti = 0,27-0,33) et de chrome (Cr = 0,00-0,01).

Tableau V.9 : Compositions chimiques et formules structurales des grenats calculées sur la base de 24 oxygènes

Label No	Amb- G2-6 1	Amb- G2-6 2	Amb- G2-6 3	Amb- G2-6 8	Amb- G2-6 13	Amb- G2-6 20	AmbG2- 7 67
SiO₂	39,55	40,13	39,82	39,23	39,39	39,79	39,41
TiO₂	0,00	0,16	0,00	0,00	0,09	0,00	0,00
Al₂O₃	22,73	22,37	22,47	22,12	22,26	22,32	22,30
Cr₂O₃	0,05	0,06	0,09	0,03	0,08	0,07	0,04
FeO	23,84	23,99	24,18	26,28	25,26	26,11	26,39
MnO	0,54	0,13	0,50	0,44	0,67	0,73	2,27
MgO	13,13	13,29	13,15	11,49	12,11	11,44	10,40
CaO	0,67	0,83	0,79	0,52	0,31	0,44	0,40
Na₂O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03
K₂O	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Total	100,51	100,96	100,98	100,12	100,18	100,89	101,24
 Si	5,93	5,98	5,95	5,97	5,97	6,00	5,98
Ti	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Al^{VI}	1,92	1,90	1,87	1,92	1,92	1,97	1,95
Al^{IV}	2,09	2,03	2,07	2,04	2,04	2,00	2,03
Cr	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01
Fe³⁺	0,16	0,09	0,19	0,12	0,09	0,03	0,07
Fe²⁺	2,82	2,90	2,83	3,22	3,10	3,27	3,27
Mn	0,07	0,02	0,06	0,06	0,09	0,09	0,29
Mg	2,93	2,95	2,93	2,61	2,73	2,57	2,35
Ca	0,11	0,13	0,13	0,08	0,05	0,07	0,07
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	16,06	16,03	16,06	16,04	16,03	16,01	16,02
 Ouvarovite	0,12	0,13	0,18	0,07	0,18	0,16	0,09
Almandin	46,20	47,54	46,02	52,88	51,11	54,11	54,02
Spessartite	1,12	0,27	1,02	0,93	1,41	1,55	4,81
Pyrope	48,12	48,44	47,70	42,81	45,01	42,59	38,82
Grossulaire	1,76	2,18	2,06	1,39	0,82	1,18	1,08
Andradite	2,69	1,44	3,01	1,94	1,46	0,42	1,18

V.5.8 Grenat

La composition chimique du grenat est homogène. Les compositions chimiques et formules structurales des grenats, calculées sur la base de 24 oxygènes, sont présentées dans le tableau V.19 et l'annexe 17.

Les grenats renferment une proportion molaire riche en almandin (46,02 à 54,11%) et en pyrope (38,82 à 48,45%), une faible proportion molaire en spessartite (0,95 à 4,81%), en andradite (0,45 et 3,02%), en grossulaire (0,82 à 2,18%) et en ouvarovite (0,09 à 0,18%). Les

grenats sont de type almandin-pyrope (Alm \geq Pyr) (figure V.26). La zonation du cristal n'est pas analysée.

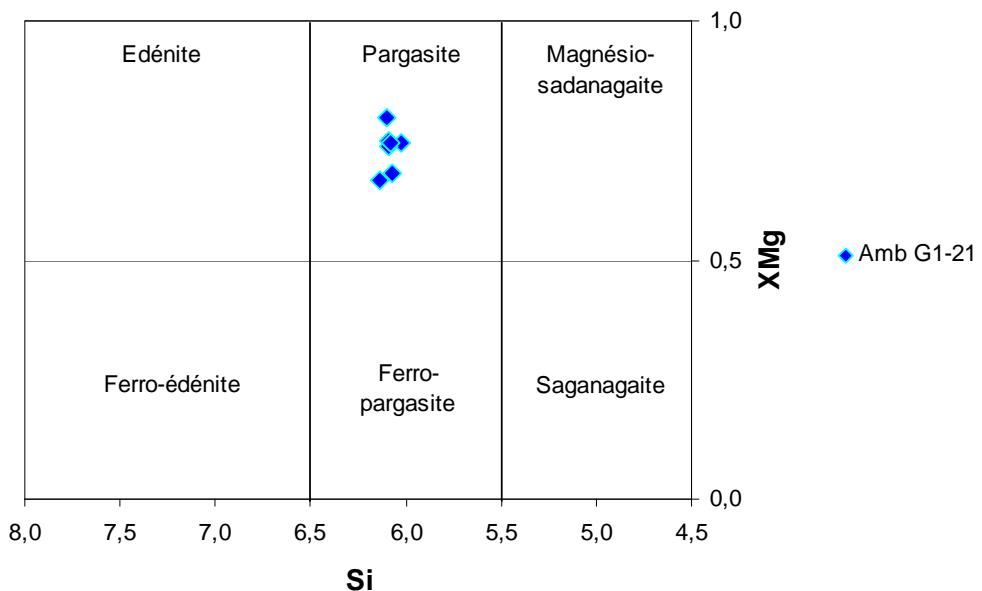


Figure V.25: Diagramme XMg en fonction de Si des pargasites (Leake et al., 1997). Paramètres de diagramme : $(\text{Na}+\text{K})_{\text{A}} \geq 0,50$ et $\text{Ca}_{\text{B}} > 1,50$ et $\text{Ti} < 0,50$.

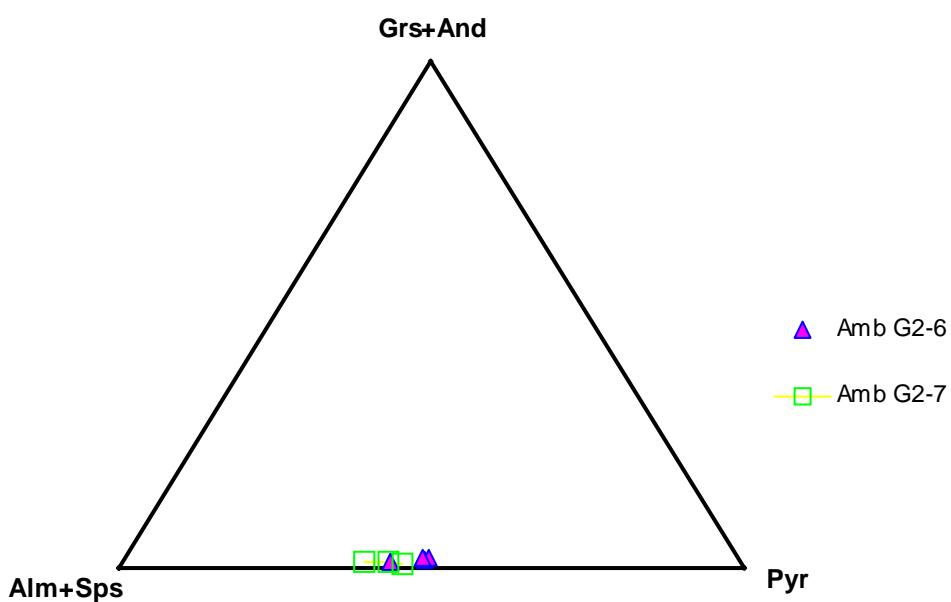


Figure V.26: Diagramme ternaire almandin (Alm) + spessartite (Sps) – grossulaire (Grs) + andradite (And) – pyrope (Pyr) des grenats dans les grenatites (Amb G2-6, Amb G2-7) (Coleman et al., (1965))

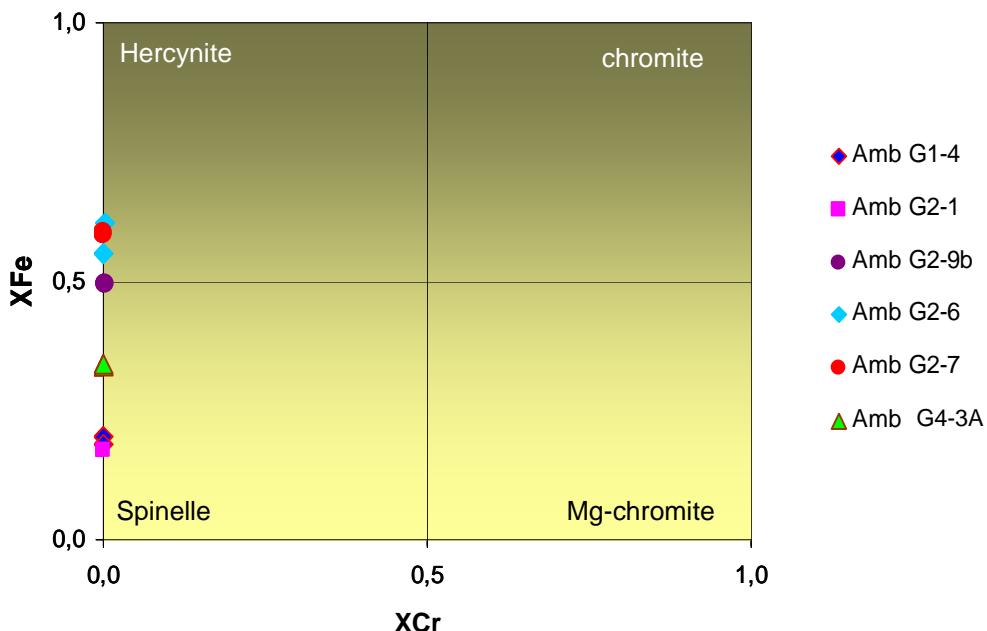


Figure V.27: Diagramme $XCr = Cr/(Cr + Al)$ en fonction de $XFe = Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mg)$ des spinelles dans les pyroxénites sans corindons (Amb G1-4), les pyroxénites à corindon (Amb G2-1), les phogopites (Amb G2-9b), grenatites (Amb G2-6, Amb G2-7) et dans les plagioclases (Amb G4-3A)

V.5.9 Spinelle

Le tableau V.10 et l'annexe 18 montre les compositions chimiques et formules structurales des spinelles. Leurs formules structurales ont été calculées sur la base de 32 oxygènes. Le spinelle est essentiellement alumineux et magnésien.

La projection des spinelles dans le diagramme XCr en fonction XFe permet de distinguer trois types de spinelle (figure V.27): (1) le groupe d'hercynite (Amb G2-6, Amb G2-7), (2) le groupe de spinelle (Amb G1-4, Amb G2-1, Amb G4-3A), et (3) le groupe de spinelle-hercynite (Amb G2-9b). Les pyroxénites (Amb G1-4, Amb G2-1) et les plagioclases (Amb G4-3A) à corindon présentent un important rapport XMg (pyroxénites = 0, 83-0,83 ; plagioclases = 0,64-0,68). Les valeurs de XMg est relativement faible pour les grenatites (0, 43-0,48) et les phlogopites (0,54). La proportion en chrome est très faible (0,01 à 0,05), la teneur en alumine est comprise entre 15, 36 et 16,08. Le rapport Fe/(Fe+Mg) varie de 0,18 à 0,61.

Tableau V.10: Compositions chimiques et formules structurales des spinelles calculées sur la base de 32 oxygènes

Label	Amb G1-4	Amb G1-4	Amb G2-1	Amb G2-9b	Amb G2-6	Amb G2-6	Amb G2-7	Amb G2-7	Amb G4-3A	Amb G4-3A
No	2	14	17	27	19	14	62	63	2	162
SiO₂	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,27
TiO₂	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00
Al₂O₃	66,94	68,36	68,59	62,25	59,11	61,04	60,21	61,01	65,75	67,29
Cr₂O₃	0,06	0,06	0,08	0,17	0,24	0,11	0,10	0,07	0,03	0,07
FeO	9,94	9,25	8,56	23,54	29,46	26,62	28,14	27,81	15,85	15,41
MnO	0,09	0,03	0,00	0,17	0,01	0,04	0,21	0,31	0,15	0,14
MgO	22,42	22,73	22,73	13,54	10,51	12,13	10,83	10,85	17,73	16,86
CaO	0,01	0,00	0,05	0,00	0,01	0,03	0,02	0,02	0,00	0,08
Na₂O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K₂O	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	99,46	100,44	100,08	99,67	99,33	100,07	99,49	100,08	99,53	100,10
Si	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05
Ti	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	15,76	15,86	15,91	15,62	15,36	15,49	15,51	15,58	15,89	16,08
Cr	0,01	0,01	0,01	0,03	0,05	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01
Fe³⁺	0,31	0,17	0,07	0,46	0,78	0,60	0,62	0,53	0,14	-0,28
Fe²⁺	1,34	1,35	1,34	3,70	4,59	4,15	4,47	4,47	2,57	2,90
Mn	0,02	0,01	0,00	0,03	0,00	0,01	0,04	0,06	0,03	0,02
Mg	6,67	6,67	6,67	4,30	3,45	3,89	3,53	3,50	5,42	5,09
Ca	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,02
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	24,12	24,07	24,03	24,17	24,30	24,23	24,24	24,20	24,05	23,90
XMg	0,83	0,83	0,83	0,54	0,43	0,48	0,44	0,44	0,68	0,64
XFe	0,20	0,19	0,18	0,49	0,61	0,55	0,59	0,59	0,33	0,34
XCr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

V.5.10 Sillimanite

Les analyses chimiques des sillimanites sont données dans le tableau V.11. Les formules structurales des sillimanites calculées sur la base de 5 oxygènes. Leur teneur en alumine est comprise entre 0,98 et 0,97. Leur teneur en fer est relativement faible (0,01-0,02).

Tableau V.11: Compositions chimiques et formules structurales des sillimanites calculées sur la base de 5 oxygènes

Label No	AmbG2- 7 44	AmbG2- 7 45	AmbG2- 7 47	AmbG2- 7 50	AmbG2- 7 55	AmbG3- 1A 40	AmbG3- 1B 32	AmbG3- 1B 22
SiO₂	37,33	37,26	37,08	37,13	36,75	36,77	37,51	37,41
TiO₂	0,01	0,00	0,02	0,03	0,00	0,05	0,00	0,11
Al₂O₃	62,13	62,34	61,89	62,00	62,60	62,16	62,81	62,67
Cr₂O₃	0,00	0,12	0,14	0,05	0,11	0,00	0,09	0,06
FeO	0,59	0,63	0,67	0,70	0,48	0,30	0,40	0,31
MnO	0,01	0,00	0,02	0,04	0,01	0,00	0,00	0,00
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00
Na₂O	0,00	0,01	0,00	0,00	0,05	0,07	0,00	0,03
K₂O	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01
Total	100,06	100,37	99,84	99,96	100,00	99,36	100,83	100,59
Si	1,01	1,01	1,01	1,01	1,00	1,00	1,01	1,01
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	1,98	1,98	1,98	1,98	2,00	1,99	1,98	1,98
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe²⁺	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	3,00	3,00	3,00	3,00	3,01	3,00	3,00	3,00

V.5.11 Sphène

Les analyses représentatives des sphènes sont données dans le tableau V.12. Leurs formules structurales ont été calculées sur la base de 5 oxygènes. Les sphènes sont riches en titane ($TiO_2 = 26,09-33,77\%$ poids), en calcium ($CaO = 26,68-28,40\%$ poids) et alumine ($Al_2O_3 = 4,14-5,68\%$ poids). Elles sont de type titanite. La quantité de fluor dosé est comprise entre 1,32 et 2,41%.

Tableau V.12: Compositions chimiques et formules structurales des sphènes calculées sur la base de 5 oxygènes

Label	Amb G4-3A	Amb G4-3A	Amb G4-3A	Amb G4-3A
No	2	32	34	173
SiO₂	30,46	36,36	30,37	30,46
TiO₂	32,76	26,09	33,79	33,66
Al₂O₃	5,68	4,28	4,67	4,14
Cr₂O₃	0,04	0,13	0,05	0,04
FeO	0,55	1,26	0,35	0,33
MnO	0,00	0,00	0,01	0,00
MgO	0,28	4,17	0,09	0,17
CaO	27,25	26,68	28,34	28,40
Na₂O	0,14	0,08	0,00	0,02
K₂O	0,14	0,10	0,01	0,00
F	2,06	1,32	2,41	2,19
O=F,Cl	0,87	0,56	1,02	0,92
Total	98,48	99,91	99,06	98,48
Si	0,97	1,14	0,96	0,97
Ti	0,78	0,61	0,80	0,81
Al	0,21	0,16	0,17	0,16
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe²⁺	0,02	0,03	0,01	0,01
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,01	0,19	0,00	0,01
Ca	0,93	0,89	0,96	0,97
Na	0,01	0,01	0,00	0,00
K	0,01	0,00	0,00	0,00
F	0,21	0,13	0,24	0,22
Total	3,15	3,17	3,15	3,14

V.5.12 Corindon

La composition du corindon est formée essentiellement de 99,786 à 101,298 % d'alumine (tableau V.13). Les teneurs en éléments chromophores détectées sont une petite quantité de fer (Fe = 1903 à 5132 ppm) et de chrome (Cr = 1173 à 7140 ppm) et une très petite quantité de titane (Ti = 0 à 629 ppm). Les moyennes de teneurs en chrome et fer pour chaque type de faciès analysé sont les suivantes :

- dans les cordiéritites (Amb G1-1b) : Fe = 2687 ppm ; Cr = 3325 ppm; Fe < Cr = rubis
- dans les pyroxénites (Amb G2-1) : Fe = 2158 ppm ; Cr = 2177 ppm ; Fe < Cr = rubis

- dans les saphirinites (Amb G3-1A) : Fe = 4669 ppm ; Cr = 6670 ppm ; Fe < Cr = rubis
- dans les plagioclases (Amb G4-3A) : Fe = 2842 ppm ; Cr = 1938 ppm ; Fe > Cr = saphir

Ces résultats d'analyses montrent que les gisements N°1, N°2, N°3 renferment des rubis et le gisement N°4 contient à la fois de rubis et de saphir. Les corindons dans les saphirinites (Amb G3-1A) sont très riches en chrome (Cr = 6201 à 7140 ppm) par rapport aux autres faciès.

Tableau V.13: Compositions chimiques et formules structurales des corindons calculées sur la base de 3 oxygènes

Label No	Amb G1-1b 10	Amb G1-1b 39	Amb G2-1 11	Amb G2-1 23	Amb G3-1 35	Amb G3-1 30	Amb G4-3A 1	Amb G4-3A 2
SiO₂	0,000	0,025	0,045	0,034	0,051	0,053	0,083	0,035
TiO₂	0,055	0,033	0,117	0,000	0,045	0,148	0,110	0,110
Al₂O₃	99,786	99,787	100,742	100,253	101,330	100,055	101,298	100,772
Cr₂O₃	0,169	0,036	0,051	0,083	0,191	0,220	0,077	0,043
FeO	0,380	0,210	0,209	0,265	0,564	0,462	0,331	0,293
MnO	0,059	0,023	0,046	0,000	0,008	0,019	0,000	0,038
MgO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
CaO	0,000	0,002	0,035	0,020	0,032	0,030	0,008	0,025
Na₂O	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
K₂O	0,000	0,000	0,000	0,000	0,027	0,039	0,034	0,000
Total	100,448	100,116	101,245	100,655	102,248	101,027	101,942	101,316
Si	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000
Al	1,921	1,921	1,939	1,930	1,950	1,926	1,950	1,940
Cr	0,005	0,001	0,002	0,003	0,006	0,007	0,002	0,001
Fe²⁺	0,003	0,002	0,002	0,002	0,005	0,004	0,003	0,003
Mn	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000
Na	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000
Total	1,931	1,925	1,945	1,936	1,964	1,940	1,958	1,946
Ti (ppm)	232	142	496	0	191	629	469	468
Cr (ppm)	5476	1173	1661	2694	6201	7140	2496	1381
Fe²⁺ (ppm)	3462	1913	1903	2414	5132	4207	3013	2670

V.5.13 Hibonite

Tableau V.14: Compositions chimiques et formules structurales des hibonites calculées sur la base de 19 oxygènes

Label No	Amb- G4-3A 1	Amb- G4-3A 2	Amb- G4-3A 6	Amb- G4-3A 8	Amb- G4-3A 9	Amb- G4-3A 11	Amb- G4-3A 12	Amb- G4-3A 13	Amb- G4-3A 14
SiO₂	0,45	0,33	0,10	0,11	0,02	0,03	0,10	0,09	0,12
TiO₂	4,35	5,95	0,75	0,66	0,79	0,66	0,69	0,85	0,78
Al₂O₃	72,84	72,67	71,99	71,28	71,32	71,85	72,11	72,24	72,46
FeO	4,13	4,67	3,83	3,61	3,87	3,85	3,60	3,73	3,51
MgO	2,76	3,05	3,03	3,01	3,15	3,06	3,08	3,09	3,07
CaO	4,90	5,44	1,41	1,26	1,31	1,44	1,50	1,49	1,51
Na₂O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
K₂O	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02
Y₂O₃	0,05	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,01	0,01	0,00
Nb₂O₅	0,02	0,02	0,05	0,10	0,10	0,04	0,00	0,06	0,08
BaO	0,00	0,00	0,07	0,30	0,00	0,00	0,02	0,25	0,00
La₂O₃	2,43	2,31	4,96	5,19	4,73	4,57	4,80	4,72	4,81
Ce₂O₃	4,20	2,73	9,39	9,22	9,49	9,09	9,17	8,87	9,17
Pr₂O₅	0,42	0,28	0,76	1,00	1,02	1,33	0,98	0,95	1,03
Nd₂O₃	1,15	0,87	2,61	2,28	2,54	2,53	2,52	2,41	2,34
Sm₂O₃	0,42	0,00	0,24	0,32	0,22	0,45	0,21	0,46	0,00
Ta₂O₅	0,00	0,00	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,05
ThO₂	0,03	0,16	0,00	0,00	0,11	0,05	0,13	0,10	0,08
Total	98,14	98,47	99,28	98,33	98,74	98,96	98,90	99,42	99,04
Si	0,06	0,04	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02
Ti	0,40	0,55	0,07	0,06	0,08	0,06	0,07	0,08	0,08
Al	10,60	10,44	10,89	10,90	10,87	10,90	10,92	10,89	10,92
Fe²⁺	0,43	0,48	0,41	0,39	0,42	0,41	0,39	0,40	0,38
Mg	0,51	0,55	0,58	0,58	0,61	0,59	0,59	0,59	0,59
Ca	0,65	0,71	0,19	0,18	0,18	0,20	0,21	0,20	0,21
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Y	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Nb	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01
Ba	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
La	0,11	0,10	0,24	0,25	0,23	0,22	0,23	0,22	0,23
Ce	0,19	0,12	0,44	0,44	0,45	0,43	0,43	0,41	0,43
Pr	0,02	0,01	0,03	0,04	0,04	0,06	0,04	0,04	0,04
Nd	0,05	0,04	0,12	0,11	0,12	0,12	0,12	0,11	0,11
Sm	0,02	0,00	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,00
Ta	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Th	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	13,03	13,04	13,01	13,00	13,01	13,00	13,01	13,00	12,99
XMg	0,54	0,54	0,59	0,60	0,59	0,59	0,60	0,60	0,61

L'hibonite est un minéral caractéristique des plagioclases à corindon dans le gisement N°4. Les compositions chimiques et formules structurales des hibonites, calculées sur la base de 19 oxygènes, sont répertoriées dans le tableau V.14.

Les concentrations en silice varient de 0,02 à 0,45% (poids), le CaO présente une composition allant de 1,23 à 5,44% (poids), et la teneur en alumine est comprise entre 71,28 et 72,84% (poids). Elles sont légèrement plus faibles que celles du Sud-Est de Madagascar, dans la région de Tranomaro avec $\text{SiO}_2 = 0,29\text{-}1,09\%$ (poids), $\text{CaO} = 4,44\text{-}8,04\%$ (poids) et $\text{Al}_2\text{O}_3 = 70,15\text{-}78,88\%$ (poids) (Rakotondrazafy, 1995).

Les hibonites présentent des concentrations plus élevées en FeO (3,51-4,67% poids) et en MgO (2,76-3,15% poids) que celles de Tranomaro avec des concentrations en FeO = 2,64-3,98% (poids) et en MgO qui sont généralement constantes à environs 2% (poids). Le rapport XMg est compris entre 0,54 et 0,61.

La teneur en ThO_2 est faible (0,00-0,16% poids). La présence de Th dans les minéraux est caractéristique des hibonites de Madagascar (Rakotondrazafy, 1995).

La composition en TiO_2 varie de 0,66 à 5,95% (poids). Les hibonites montrent un fort enrichissement en $(\text{REE})_2\text{O}_3$ avec des concentrations en $\text{La}_2\text{O}_3 = 2,31\text{-}5,19\%$ (poids) et en $\text{Ce}_2\text{O}_3 = 2,74\text{-}9,49\%$ (poids). Dans les hibonites du Sud-Est de Madagascar, La_2O_3 varie de 0,50 à 1,94% (poids) et Ce_2O_3 présente des teneurs allant de 0,47 à 2,57% (poids) (Rakotondrazafy, 1995).

V.5.14 Rutile

Les analyses chimiques et les formules structurales des rutiles sont répertoriées dans le tableau V.15. Leurs formules structurales ont été calculées sur la base de 2 oxygènes. Les rutiles renferment essentiellement de 99,213 à 100,175% (poids) de TiO_2 et des concentrations significatives en FeO, Cr_2O_3 , CaO, Al_2O_3 et SiO_2 .

V.5.15- Ilménite

L'ilménite se trouve uniquement dans les amphibolites. Leurs compositions chimiques et leurs formules structurales sont présentées dans le tableau V.16. Les formules structurales ont été calculées sur la base de 3 oxygènes. Les ilménites sont constitués essentiellement de fer (FeO = 45,82-50,17% poids) et de titane ($\text{TiO}_2 = 45,74\text{-}50,48\%$ poids). Ils renferment une très faible teneur en MgO (1,52-1,58% poids) et en MnO (0,41-0,45% poids).

Tableau V.15: Compositions chimiques et formules structurales des rutiles calculées sur la base de 2 oxygènes

Label	Amb-G1-1b	Amb-G1-1b	Amb G1-4	Amb G1-4	Amb-G2-6	Amb G3-1A	Amb G3-1A	Amb G3-1A
No	2	5	17	1	12	25	26	37
SiO₂	0,03	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03
TiO₂	99,83	100,01	99,21	100,18	98,50	99,44	102,87	102,23
Al₂O₃	0,03	0,00	0,00	0,04	0,10	0,00	0,00	0,00
Cr₂O₃	0,10	0,08	0,06	0,08	0,08	0,01	0,00	0,00
FeO	0,43	0,34	0,58	0,44	0,86	0,41	0,33	0,25
MnO	0,00	0,00	0,08	0,04	0,04	0,00	0,03	0,00
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00
CaO	0,00	0,02	0,01	0,03	0,02	0,04	0,02	0,02
Na₂O	0,00	0,05	0,00	0,11	0,00	0,00	0,04	0,01
K₂O	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,04	0,08
Total	100,43	100,51	99,95	100,93	99,61	99,91	103,33	102,62
Si	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	1,00	1,00	0,99	1,00	0,98	0,99	1,03	1,02
Al	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe²⁺	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	1,00	1,00	1,00	1,01	1,00	1,00	1,03	1,03

Tableau V.16: Compositions chimiques et formules structurales des ilménites calculées sur la base de 3 oxygènes

Label No	Amb G1-21 6	Amb G1-21 79
SiO₂	0,04	0,00
TiO₂	50,48	45,73
Al₂O₃	0,00	0,00
Cr₂O₃	0,08	0,00
FeO	45,82	50,17
MnO	0,41	0,45
MgO	1,51	0,57
CaO	0,04	0,03
Na₂O	0,04	0,03
K₂O	0,01	0,00
Total	98,41	96,98
 Si	0,00	0,00
Ti	0,97	0,92
Al	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00
Fe²⁺	0,98	1,12
Mn	0,01	0,01
Mg	0,06	0,02
Ca	0,00	0,00
Na	0,00	0,00
K	0,00	0,00
Total	2,03	2,08

V.4 ESTIMATION DES CONDITIONS DE FORMATION DE CORINDON

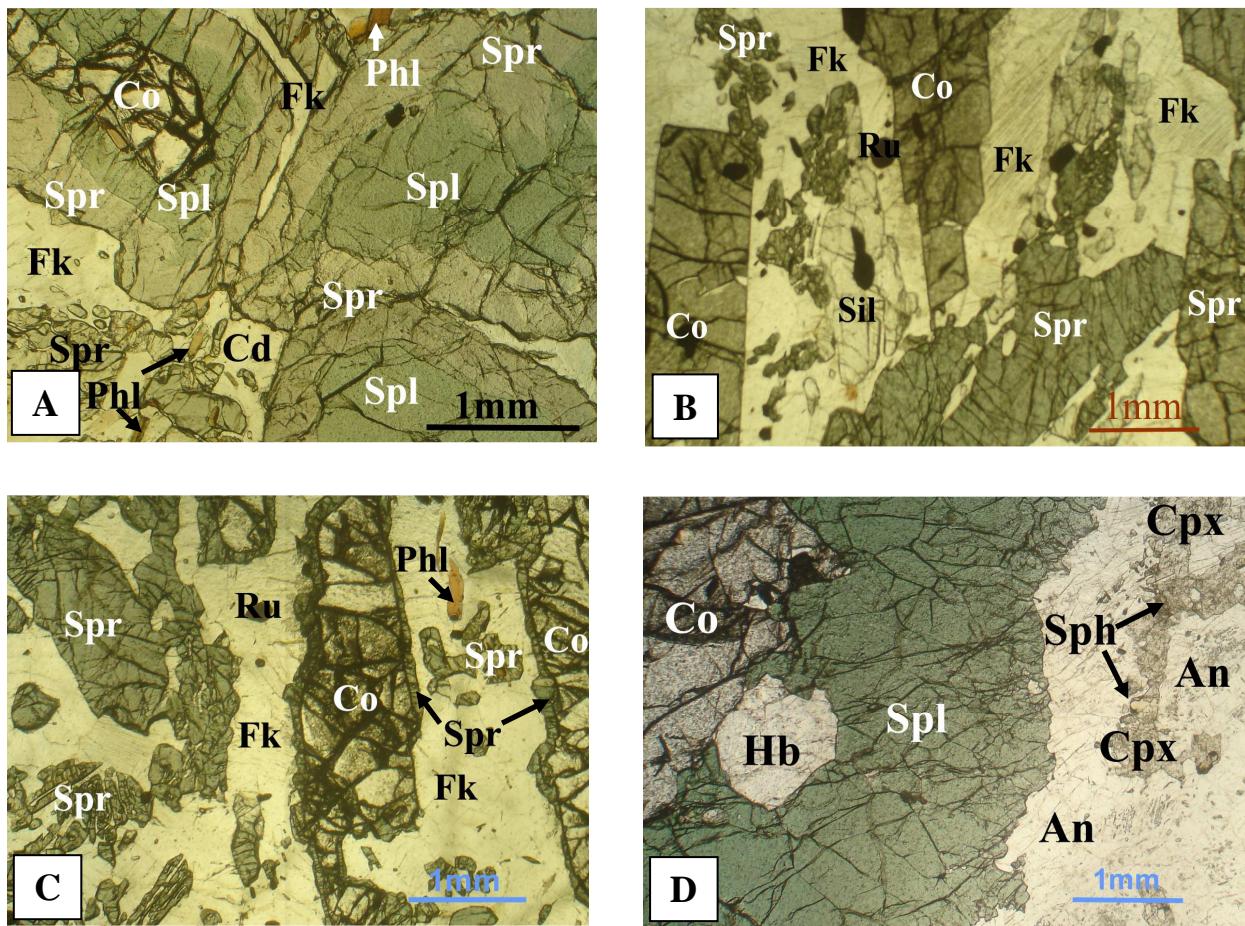
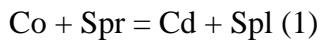


Figure V.28: Microphotographie des faciès à corindon montrant des paragénèses minérales. A : cordiéritites à corindon (Amb G1-1b) montrant deux structures coronitiques : un noyau à corindon entouré par une couronne de spinelle et saphirine et un noyau à spinelle entouré par une couronne de saphirine ; B (Amb G3-1A) et C (Amb G4-2): saphirinites à corindon, sillimanite et phlogopite ; D : plagioclases à corindon (Amb G4-3A).

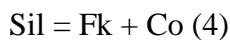
L'observation des relations texturales dans les lames minces permet de déterminer les différentes réactions possibles pour la pétrogenèse de corindon. Les échantillons Amb G1-1b et Amb G2-1 montrent l'association suivante : orthopyroxène + spinelle + saphirine + corindon + cordiérite + plagioclase. Elles présentent un développement important des phases de la rétromorphose. Le corindon est entouré par une couronne de spinelle et de saphirine. Le spinelle, qui est entouré par la saphirine, s'est formé par la déstabilisation du corindon lors de la diminution de la température. Il s'agit d'une structure coronitique (figure V.28A et V.28B). Les réactions suivantes pourraient expliquer ces phénomènes de rétromorphose dans le gisement N°1 et N°2 (figure V.28A):



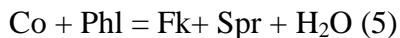
Le remplacement total du corindon par le spinelle peut aussi apparaître dans ces échantillons (figure V.28A). L'évolution de la réaction pourrait s'expliquer par la relation :



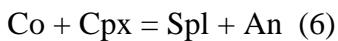
Les saphirinites dans les G3 et G4 présentent la paragenèse minérale suivant : corindon, saphirine, feldspath potassique, sillimanite, phlogopite (figure V.28B). On pourrait avoir de corindon et feldspath à partir de la sillimanite :



La déstabilisation de corindon pourrait aboutir à la formation de feldspath et saphirine selon les réactions suivantes (figure V.28C):



La paragenèse minérale observée dans les plagioclases est la suivante: corindon, spinelle, plagioclase, clinopyroxène (figure V.28D). La déstabilisation de corindon correspond à la réaction suivante :



L'utilisation des calculs de thermométrie sur l'équilibre grenat-orthopyroxène permet de déterminer les conditions thermobarométriques de formation des corindons.

La relation de thermomètre grenat-orthopyroxène proposée par Harley (1984) est la suivante :

$$T(^{\circ}\text{C}) = \frac{3,74 + X_{\text{Grt}} + 22,96P \text{ Kbar}}{RLnKD+1,96} - 273$$

avec $KD = (\text{Fe}^{2+}/\text{Mg})^{\text{Grt}} / (\text{Fe}^{2+}/\text{Mg})^{\text{Opx}}$

et $X_{\text{Grt}} = (\text{Ca}/\text{Ca}+\text{Fe}+\text{Mg})$

Les résultats obtenus avec l'échantillon Amb G2-6 donnent des valeurs de température allant de 900°C à 912°C pour une pression comprise entre 8 à 10Kbar.

En conclusion, les quatre gisements sont constitués par plusieurs lentilles des métabasites encaissés dans des leptynites à grenat. Ces lentilles sont formées des faciès métasomatiques faciès suivants : pyroxénites et cordiérites phlogopitisées (G1, G2), saphirinites phlogopitisés et saphirinites à sillimanite (G3, G4), plagioclasites (G4) et phlogopites. La métasomatose se matérialise par la présence de veines et/ou de microlentilles à cordiérite contenues dans les cordiérites et les pyroxénites (G1 et G2) ou de veines phlogopitisés dans les roches ultrabasiques (pour tous les gisements). Des filons de pegmatites recoupent souvent l'ensemble des chaque gisement. Les roches minéralisées sont des pyroxénites, cordiérites, saphirinites et plagioclasites. Les gisements G1, G2, G3 renferment exclusivement de rubis. Des cristaux de saphirs blancs et de saphirs polychromes sont coexistés avec le rubis rouge dans le G4. Le corindon est généralement entouré par une couronne de spinelle ou de saphirine ou les deux à la fois sauf le saphir polychrome qui est automorphe. Le rubis a une couleur rouge profond à rose, la couleur des saphirs est blanche et polychrome. Les protolithes et les faciès métasomatiques sont d'origine sédimentaire (schistes noir ou marne). L'interaction fluide-roche est matérialisée par la mobilisation des éléments majeurs, traces et les Terres Rares (fer, chrome, titane, enrichissement en Terres Rares légère). Les minéraux ferromagnésiens (saphirine, spinelle, phlogopite, pargasite) de roches métasomatiques sont très magnésiens et alumineux. La teneur très élevée en fluor montre également l'importance de la mobilisation des éléments (alumine et éléments chromophores) lors de la circulation des fluides. Ces gisements de rubis sont associés au métamorphisme granulitique de haute température avec des températures allant de 900 à 912°C avec des pressions de 8 à 10 kbar.

Chapitre VI :

APPORT DE LA DATATION ^{40}Ar - ^{39}Ar , LA

MODALITE DE FORMATION DES CORINDONS

ET LEURS ISOTOPES DE L'OXYGENE

Chapitre VI : APPOINT DE LA DATATION ^{40}Ar - ^{39}Ar , LA MODALITE DE FORMATION DES CORINDONS ET LEURS ISOTOPES DE L'OXYGENE

VI.1 LA DATATION ^{40}Ar - ^{39}Ar

La datation ^{40}Ar - ^{39}Ar des échantillons dans les gisements étudiés apporte des informations sur leur formation et les événements géologiques des zones d'étude. Les échantillons analysés ont été datées indirectement par la méthode ^{40}Ar - ^{39}Ar avec chauffage au laser en palier sur des biotites et phlogopites antérieures ou syngénétiques à la formation des corindons. Cette méthode consiste à irradier en même temps les micas et un standard d'âge K/Ar connu dans un réacteur nucléaire pour avoir transformé des atomes de ^{39}K en ^{39}Ar puis ces échantillons sont fondu dans un système sous ultra-vide. L'extrait de l'argon obtenu est purifié et analysé dans un spectromètre de masse. Les âges des échantillons sont déterminés en comparant leur rapport $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}_K$ à celui du standard. Ces âges représentent des âges minimum pour la formation des corindons.

Le tableau 1 dans l'article suivant montre les résultats de datation ^{40}Ar - ^{39}Ar des certains gisements de corindon de Madagascar. L'âge de minimum pour la formation de gisement de Zazafotsy est à 492 ± 5 Ma et celui d'Ambatomena montre un âge autour de 487 ± 4 Ma. La formation des ces deux gisements correspond aux événements tardipanafricains.

VI.2 MODALITE DE CRISTALLISATION DU CORINDON DANS LES REGIONS DE ZAZAFOTSY ET D'AMBATOMENA

Dans les deux gisements, le corindon se forme uniquement dans les zones surmicacées (figure IV.4 et figure V.5, V.8, V.9, V.10) et/ou à minéraux fluorés (phlogopite, pargasite, titanite). Il faut ainsi chercher le modèle de réaction qui explique le mécanisme de la formation du corindon. Le rôle du fluor a été déjà démontré dans le transport de l'aluminium pour la formation du saphir d'Andranondambo (Moine et al., 1998) ainsi que le transport du beryllium, élément de même comportement que l'aluminium dans le gisement d'émeraude de Mananjary (Chan Peng, 2003; Moine et al., 2004) et d'Ianapera (Rakotovao, 2009).

À Ambatomena, la concentration en fluor dans la phlogopite est aussi liée à la formation du corindon. Les cristaux de corindon sont toujours en liaison et en relation avec la phlogopite, la pargasite fluorée et la titanite fluorées.

Par contre, de tel fait n'est pas bien visible à Zazafotsy. La phlogopite $[\text{KMg}_3[\text{AlSi}_3]\text{O}_{10}(\text{OH})_2]$ est d'abord de faible quantité; l'eastonite $[\text{K}[\text{Mg}_2\text{Al}][\text{Al}_2\text{Si}_2]\text{O}_{10}(\text{OH})_2]$ domine largement et leur concentration en fluor est faible par rapport à celle observée à Ambatomena; mais elle doit être significative dans le fluide avec $\text{XF}=0.2\text{-}0.5$ dans les micas, pour solubiliser une faible quantité aussi de Al.

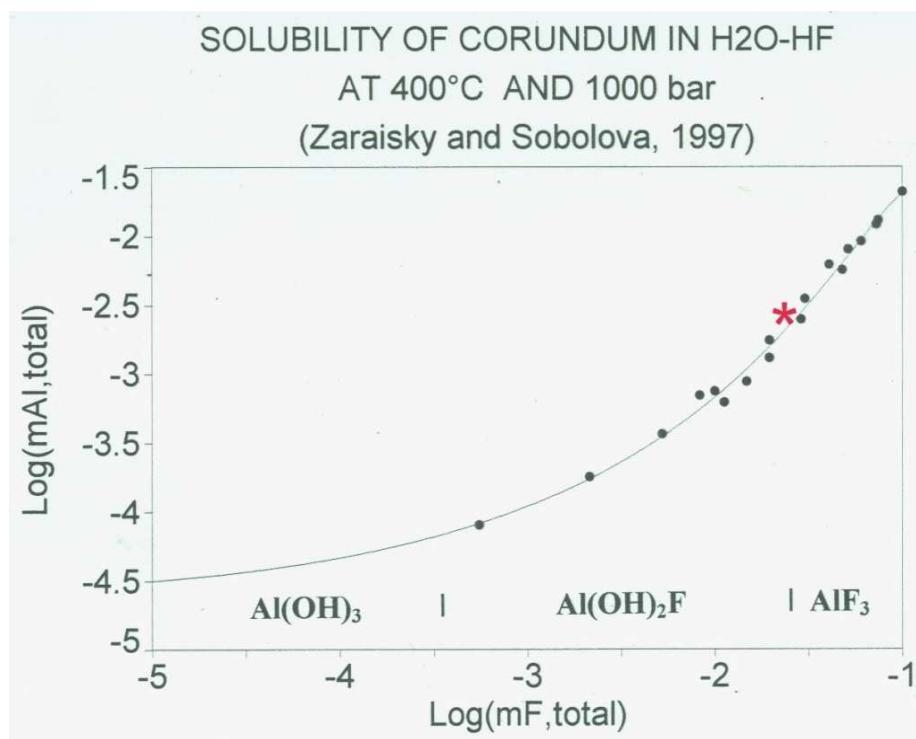


Figure VI.1: Solubilité du corindon dans une solution à H₂O-HF à 400°C à 1kb proposée par Zaraisky et Sobolova (1997). Les résultats obtenus par nos échantillons sont reportés par l'étoile rouge

VI.2.1 Importance du fluor dans certains minéraux

Le rôle du fluor dans le transport de l'aluminium est bien connu. F peut se substituer avec OH dans les minéraux hydroxylés, particulièrement le mica. La présence du fluor dans le fluide ayant circulé dans les roches est bien probable par sa présence dans tous les minéraux capables de le fixer : phlogopite (tableau V.4), pargasite (tableau V.9) et titanite (tableau V.13).

Nous faisons remarquer que dans certaines phlogopites le fluor occupe une grande partie des sites qui leur sont affectés (tableau V.4).

VI.2.2 Solubilité de l'aluminium et activité du fluor

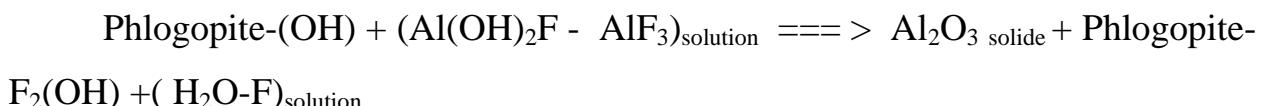
La phlogopite est une solution solide entre les phlogopite-OH et phlogopite-F. Par la figure VI.1, Log(mAl) vs Log(mF), Zaraisky et Sobolova (1997) montre que la solubilité de l'ion Al est fonction la présence du F dans le fluide. La solubilité du corindon est expérimentée sous 400°C et 1kb. Ces valeurs sont peut être loin des conditions probables de nos secteurs mais elles peuvent bien nous donner une information sur la nature de la courbe. Avec l'augmentation des deux paramètres, la courbe se décale probablement vers la partie haute sans qu'il y ait changement des domaines de stabilité des trois solutés Al(OH)_3 , $\text{Al(OH)}_2\text{F}$ et AlF_3 .

En estimant à partir des analyses de la phlogopite la quantité de Al et F dans le fluide (Zaraisky et Sobolova, 1997), les résultats obtenus sur nos analyses montrent qu'en les portant dans le diagramme Log(mAl) vs Log(mF) proposé, que effectivement, nous sommes à la limite $\text{Al(OH)}_2\text{F}$ et AlF_3 . La forme de l'Al transporté serait ainsi $\text{Al(OH)}_2\text{F}$ et/ou AlF_3 (figure VI.1).

VI.2.3 Cristallisation du corindon

La diminution de l'activité du F dans le milieu est probablement liée principalement par la fixation de cet élément par la phlogopite pour sa formation. Elle est aussi accompagnée par la cristallisation des autres minéraux suscités. C'est le processus principal de la précipitation de l'aluminium impliquant la formation de Al_2O_3 (corindon).

Nous proposons la réaction d'échange suivante pour la formation du corindon :



Si de tel modèle va très bien avec Ambatomena, le cas de Zazafotsy reste dans ce même modèle, mais il démontre la variation de la composition du fluide au cours du temps.

Dans la carrière de Zazafotsy, l'eastonite est le mica dominant. La fraction molaire de Mg tourne autour de 0.43 – 0.50. Ces micas sont aussi pauvres en F (tableau IV.8, figure IV.14). Pourtant, les corindons se présentent en cristaux bien formés (figure IV.4E) au milieu des micas. Les corindons sont entourés de couronnes de sillimanite-feldspath; leur aspect luisant et les aspects corrodés de leurs arrêtes et sommets corrodés signalés dans la minéralogie marque une dissolution superficielle de ces cristaux.

Ces observations nous conduisent d'interpréter que le gisement a subi au moins deux phases de circulation de fluide de composition différente. Ceci est aussi corroboré par la présence de cristaux multicoloreurs (Andriamamonjy, 2006). La dernière phase est celle que nous

observons avec l'absence de phlogopite fluorée ou non, mais qui peut témoigner que Mg et F ont varié dans le fluide (cristallisation de l'eastonite, tableau IV.8). Durant cette phase, le corindon aurait agi avec ce fluide final pour donner les couronnes de feldspath et sillimanite, mais comme le fluide est moins riche en fluor, mais assez pour remobiliser la partie superficielle du corindon, les réactions n'ont pas pu transformer complètement les cristaux de corindon et ces derniers ont pu garder leur forme cristallographique que nous observons encore. Cette phase a probablement suivi celle qui serait plus riche en Mg et F et qui ont donné naissance à tous ces gros cristaux de corindon bien formés mais corrodés et les rares restes de mica magnésien.

Probablement, l'étape qui a précédé les assemblages minéralogiques observés actuellement dans les roches surmicacées était celle qui a précipité le corindon et la phase riche en fluor. Cette étape était suivie par celle qui a lessivé le fluor des micas et qui était plus riche en fer, K, Na,..., mais probablement sans fluor. C'est le résultat de cette étape que nous observons actuellement au sein des gisements exploités: absence de fluor parmi les micas qui sont formés avec les cristaux de corindon et formation de couronnes feldspathique à sillimanite.

VI.3 LA COMPOSITION ISOTOPIQUE DE L'OXYGENE DES CORINDONS

Les valeurs de la composition isotopique de l'oxygène obtenues à partir de la mesure des concentrations en ^{18}O et ^{16}O représentées par le rapport isotopique $^{18}\text{O} / ^{16}\text{O}$ des corindons malgaches et notamment ceux de Zazafosy et d'Ambatomena a été présentée dans la figure 4 de l'article que nous allons présenter ultérieurement.

Les valeurs de la composition isotopique de l'oxygène des saphirs de Zazafotsy sont les suivantes : un saphir bleu (Za-1) a une valeur de 8,8‰ et un saphir rose (Za-2) a une valeur de 9‰, soit une valeur moyenne de $8.9 \pm 0.1\text{‰}$. Les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ du corindon dans ce gisement sont homogènes. On peut en déduire que les saphirs rose et bleu sont issus du même fluide qui a réagi avec le même protolith. Ils ont sans aucun doute la même origine génétique.

Les rubis Ambat-1 et Ambat-2 des gisements d'Ambatomena ont la même valeur $\delta^{18}\text{O}$ de 2,9‰. Ils sont de même nature génétique. Ils sont contenus dans des cordiéritites formés par la métasomatose de roches ultrabasiques en domaine granulitiques.

Nous allons présenter sous forme d'article (Article N°2) les détails de techniques analytiques et les résultats des études de la composition isotopique de l'oxygène des certains corindons de Madagascar.

ARTICLE N°3

Miner Deposita (2007) 42:251–270
DOI 10.1007/s00126-006-0105-3

Oxygen isotope systematics of gem corundum deposits in Madagascar: relevance for their geological origin

Gaston Giuliani, Anthony Fallick, Michel Rakotondrazafy, Daniel Ohnenstetter, **Alfred Andriamamonjy**, Théogène Ralantsoarison, Saholy Rakotosamizanany, Marie Razanatseheno, Yohann Offant, Virginie Garnier, Christian Dunaigre, Dietmar Schwarz, Alain Mercier, Voahangy Ratrimo, Bruno Ralison

Received: 4 May 2006 / Accepted: 14 October 2006 / Published online: 8 December 2006

Springer-Verlag 2006

Editorial handling: B. Lehmann

G. Giuliani

Institut de Recherche pour le Développement (UR154), LMTG, Toulouse, France

G. Giuliani (*), D. Ohnenstetter : V. Garnier

Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques/Centre National de la Recherche Scientifique, BP 20, 54501 Vandoeuvre-lès-Nancy, France

E-mail: gigliani@crpg.cnrs-nancy.fr

A. Fallick

Isotope Geosciences Unit, Scottish Universities Environmental Research Centre, East Kilbride, Rankine Avenue, Glasgow G75 0QF Scotland, UK

M. Rakotondrazafy, **A. Andriamamonjy**, T. Ralantsoarison, S. Rakotosamizanany, M. Razanatseheno, V. Ratrimo, B. Ralison

Département des Sciences de La Terre, Faculté des Sciences, Université d'Antananarivo, Ambohitsaina, BP 906, Antananarivo 101, Madagascar

Y. Offant

Cégep, Europole Méditerranéen de l'Arbois, BP 80, 13545 Aix-en-Provence, France

C. Dunaigre, D. Schwarz

Gübelin Gemmological Laboratory, Maihofstrasse, 102, CH-6000 Lucerne 9, Switzerland

A. Mercier

Consultant PGRM, Ambaranjana Antanimora, Antananarivo 101, Madagascar

Abstract

The oxygen isotopic composition of gem corundum was measured from 22 deposits and occurrences in Madagascar to provide a gemstone geological identification and characterization. Primary corundum deposits in Madagascar are hosted in magmatic (syenite and alkali basalt) and metamorphic rocks (gneiss, cordieritite, mafic and ultramafic rocks, marble, and calc-silicate rocks). In both domains the circulation of fluids, especially along shear zones for metamorphic deposits, provoked *in situ* transformation of the corundum host rocks with the formation of metasomatites such as phlogopite, sakenite, and corundumite. Secondary deposits (placers) are the most important economically and are contained in detrital basins and karsts. The oxygen isotopic ratios ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) of ruby and sapphire from primary deposits are a good indicator of their geological origin and reveal a wide range of $\delta^{18}\text{O}$ (Vienna Standard Mean Ocean Water) between 1.3 and 15.6‰. Metamorphic rubies are defined by two groups of $\delta^{18}\text{O}$ values in the range of 1.7 to 2.9‰ (cordieritite) and 3.8 to 6.1‰ (amphibolite). “Magmatic” rubies from pyroxenitic xenoliths contained in the alkali basalt of Soamiakatra have $\delta^{18}\text{O}$ values ranging between 1.3 and 4.7‰. Sapphires are classified into two main groups with $\delta^{18}\text{O}$ in the range of 4.7 to 9.0‰ (pyroxenite and feldspathic gneiss) and 10.7 to 15.6‰ (skarn in marble from Andranondambo). The $\delta^{18}\text{O}$ values for gem corundum from secondary deposits have a wide spread between -0.3 and 16.5‰. The ruby and sapphire found in placers linked to alkali basalt environments in the northern and central regions of Madagascar have consistent $\delta^{18}\text{O}$ values between 3.5 and 6.9‰. Ruby from the placers of Vatomandry and Andilamena has $\delta^{18}\text{O}$ values of 5.9‰, and between 0.5 and 4.0‰, respectively. The placers of the Ilakaka area are characterized by a huge variety of colored sapphires and rubies, with $\delta^{18}\text{O}$ values between -0.3 and 16.5‰, and their origin is debated. A comparison with oxygen isotope data obtained on gem corundum from Eastern Africa, India, and Sri Lanka is presented. Giant placer deposits from Sri Lanka, Madagascar, and Tanzania have a large variety of colored sapphires and rubies with a large variation in $\delta^{18}\text{O}$ due to mingling of corundum of different origin: mafic and ultramafic rocks for ruby, desilicated pegmatites for blue sapphire, syenite for yellow, green, and blue sapphire, and skarn in marbles for blue sapphire.

Keywords Madagascar . Gondwana . Oxygen isotopes .

Corundum deposits . Ruby. Sapphire

Introduction

For over 10 years Madagascar was a major gem-producing country (extraLapis 2001). Many of the minerals and gemstones that have made Madagascar famous came from pegmatites with deep-blue colored beryl and polychrome tourmaline, rhodizite, morganite, orthoclase (Lacroix 1922a), londonite (extraLapis 2001; Laurs et al. 2002), pezzottaite (Laurs et al. 2003), and emerald from schist-type deposits (Schwarz 1994; Moine et al. 2004).

Corundum occurrences in Madagascar were reported from different parts of the island (Lacroix 1922a) and were exploited as refractory material (Besairie 1966). Before 1993, only a few gem corundum deposits were known in Madagascar in comparison with the main world producers of East Africa, India, Sri Lanka, Myanmar, Thailand, and Australia. Since 1993, large amounts of gem-quality sapphires were recovered from the Andranondambo metamorphic skarn-type deposit in the southern part of Madagascar (Rakotondrazafy 1995) and from alluvial deposits linked to basaltic rocks in the northern region (Schwarz et al. 2000). Most of the economic ruby arrived on the market at the end of 2000 from the secondary deposits of Andilamena and Vatomandry in the eastern part of the island (Schwarz and Schmetzer 2001). The discovery in late 1998 of the first giant alluvial sapphire and ruby deposits in the Ilakaka area assured a long future for the recovery of large quantities of fine gemstones in Madagascar. These new discoveries attracted a large number of dealers from Southeast Asia and Africa, purchasing gems at low prices from hand miners and exporting Malagasy rough to Sri Lanka and Thailand. The opportunity to establish the authentic source of good quality untreated ruby and sapphire was lost due to the low prices of the Malagasy rough material and the early good results obtained on the production by the Thai treatments. Large quantities of gem quality corundum from Madagascar are mixed with others on the international market.

The present study describes the use of oxygen isotopic ratios ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) in the lattice oxygen of ruby and sapphire to provide a gemstone geological identification and categorization. This paper presents an overview of the different types of corundum deposits in Madagascar based on their geologic setting, structural features, ore paragenesis, and on stable oxygen isotopes of corundum.

This study is a first step in the identification of the locality of origin of Malagasy gem corundum related to primary deposits, and it will help to assess the geologic origin of sapphire and ruby crystals mingled in the same alluvial basin. A comparison with the oxygen isotope data obtained on gem corundum from Eastern Africa, India, and Sri Lanka is presented.

Materials and methods

A total of 67 samples of natural ruby and sapphire were collected from 22 deposits and occurrences in Madagascar (Fig. 1). A first series of 16 samples analyzed within a worldwide context of oxygen isotope characterization were published by Giuliani et al. (2005). The samples used for the present study were collected by the authors in the field. Two types of corundum were analyzed: (1) gems hosted in rocks (primary deposits) and (2) gems from placers (secondary deposits).

Oxygen isotope analyses of corundum were performed using a modification of the laser fluorination technique described by Sharp (1990). The analyzed samples were of gem quality or generally free of inclusions; the analyses were often duplicated or triplicated to check for isotopic heterogeneity, analytical artifacts, and possible contamination by solid inclusions. The method involves complete reaction of ~ 1 mg of powdered corundum, heated by a CO_2 laser, with ClF_3 as the fluorine reagent. The released oxygen is passed through an inline Hg diffusion pump before conversion to CO_2 on platinized graphite. The yield is measured by a capacitance manometer, and the gashandling vacuum line is connected to the inlet system of a dedicated VG PRISM 3 dual inlet isotope ratio mass spectrometer. Oxygen yields differing significantly from the theoretical value of $14.07 \mu\text{mol}/\text{mg}$ were taken as likely evidence of analytical artifact. Precision and accuracy on quartz standards are $\pm 0.1\%$ (1σ), and duplicate analyses of sapphire samples suggest similar precision and accuracy for this material. Data are reported in the conventional delta notation relative to V-SMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water). $\delta^{18}\text{O} (\text{\textperthousand}) = [((1/4\text{R}_{\text{sample}}/\text{R}_{\text{standard}}) - 1) \times 10^3]$, where R is the isotopic ratio $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$.

Geological framework of corundum deposits

Precambrian rocks are exposed in the eastern two thirds of Madagascar whereas the western third is composed of late Paleozoic to recent sedimentary rocks (Fig. 2). The Precambrian basement includes remnants of early crust (de Wit 2003), which were intensely reworked between 950 and 450 Ma, during Pan-African tectonometamorphic events (Kröner 1984). The collisional processes between East and West Gondwana resulted in the formation of Neoproterozoic mobile belts (~ 650 Ma), mostly metamorphosed at high grade. The metamorphic rocks are high and low pressure granulites, well exposed throughout southeast Madagascar. The granulitic terranes are divided into four major lithostratigraphic groups (Besairie 1967; de Wit 2003) corresponding to the juxtaposition of tectonic blocks of different crustal levels (Martelat et al. 1997, 2000; de Wit et al. 2001). This patchwork is due to the relative movements of major

ductile shear zones reflecting a crustal scale strike slip system. Rocks in all blocks suffered metamorphism between 850 and 750°C.

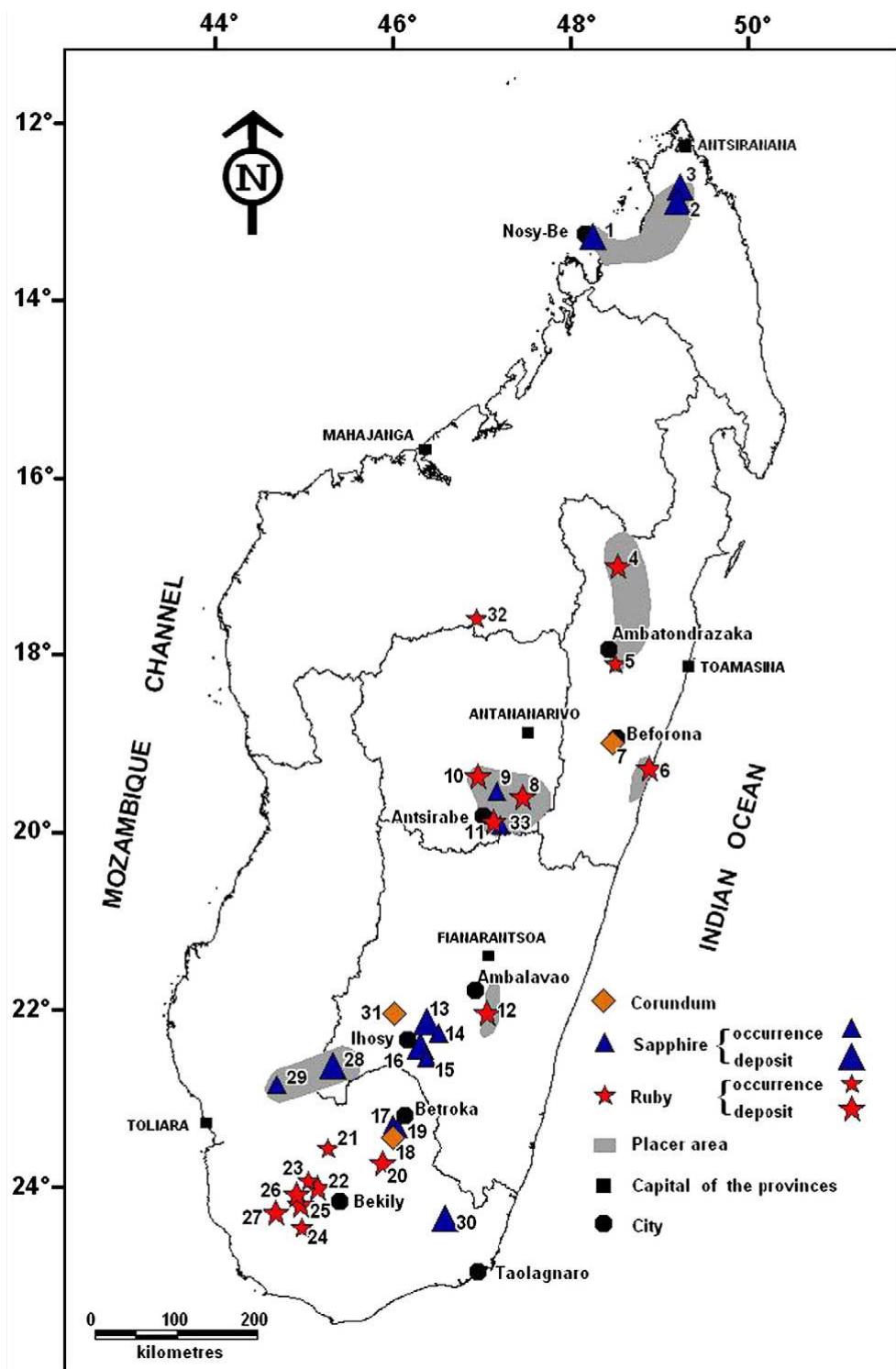


Fig. 1 The sapphire, ruby, and corundum occurrences and deposits of Madagascar. 1 Nosy Be, 2 Ambondromifehy, 3 Anivorano, 4 Andilamena, 5 Didy, 6 Vatomandry, 7 Ambohitranefitra (Beforona), 8 Antsahanandriana, 9 Mandrosohasina, 10 Faratsihy, 11 Soamiakatra, 12 Miarinarivo, 13 Zazafotsy, 14 Sakalalina, 15 Ambinda (Ihosy), 16 Sahambano, 17 Ambinda (Betroka), 18 Vohidava (Voronkafotra), 19 Iankaroka, 20 Ambatomena, 21 Ianapera, 22 Fotadrevo, 23 Anavoha, 24 Maniry, 25 Gogogogo, 26 Vohitany, 27 Ejeda, 28 Ilakaka, 29 Sakaraha, 30 Andranondambo, 31 Sakeny, 32 Andriba, 33 Anjomakely

The pressure shows an E–W decrease from 11 to 8 kbar in the west to 5 to 3 kbar in the east (Nicollet 1990). Granitoids are abundant in the eastern part whereas anorthosites and metabasites are abundant in the west. Most of the Malagasy primary gem ruby deposits are closely associated with basic ultrabasic complexes in the western area (Mercier et al. 1999a) whereas gem quality blue sapphires from the Andranondambo deposit are linked to veins in skarns formed at the contact between granite and marble in the eastern area (Rakotondrazafy et al. 1996). Recently, colored sapphire crystals of economic interest were found in biotitized gneisses within ductile shear zones of first and second order (Razanatseheno et al. 2005).

From the Upper Carboniferous to Mid-Jurassic (300–180 Ma), Madagascar was adjacent to East Africa with the Seychelles to the northeast (Lawler et al. 1992). This was the period of formation of basins in connection with terrestrial rifts in Africa. Sedimentation covers about one third of Madagascar along its western extensional margin (de Wit 2003), in sequences divided into the Sakoa, Sakamena, and Isalo Groups. The Isalo Group represents the upper part of the rift sequences, 1 to 6 km thick, made up of conglomerates and white sandstones, capped by Lower Triassic red-bed sequences. These detrital sediments marked an active period of rifting and terrestrial sedimentation with the formation of giant gem paleoplacers in the Isalo sandstones. The deposits consist mainly of blue and colored sapphires with few rubies and other semiprecious stones such as alexandrite, topaz, and cat's eye chrysoberyl. These Triassic concentrations were reworked during the Quaternary, and now mineralized gravels are concentrated in the rivers.

During the Upper Cenozoic, flood (dominantly MORBlike) basalts covered a great part of the island (Melluso et al. 2001), and in the Neogene–Quaternary, typical ocean island basalts were widespread in the central and northern part of Madagascar (Melluso and Morra 2000). During the Upper Cenozoic, basalt flows dominated, but basalt–rhyolite associations are common (Androy volcano in the south). The volcanic rocks range from picrites to andesites but their composition varies depending on their original mantle sources and the degree of continental contamination. Neogene–Quaternary alkaline basalts occur mainly in the Ankaratra mountains of central Madagascar and in the Ambohitra igneous province in the north, which includes the Nosy Be archipelago. These large Late Cenozoic alkali basalt provinces are probably the source of the large quantities of blue, green, and yellow sapphires (“BGY sapphires” of Sutherland et al. 1998) recovered from consolidated alluvial deposits derived from eroded basalts and surrounding formations in the Antsiranana province (Ambondromifehy deposit) and Nosy Be (Befotaka deposit). The crystal morphology, internal growth patterns, mineral inclusions, and trace element contents of these sapphire crystals are typical of “basaltic-magmatic” sapphires found worldwide

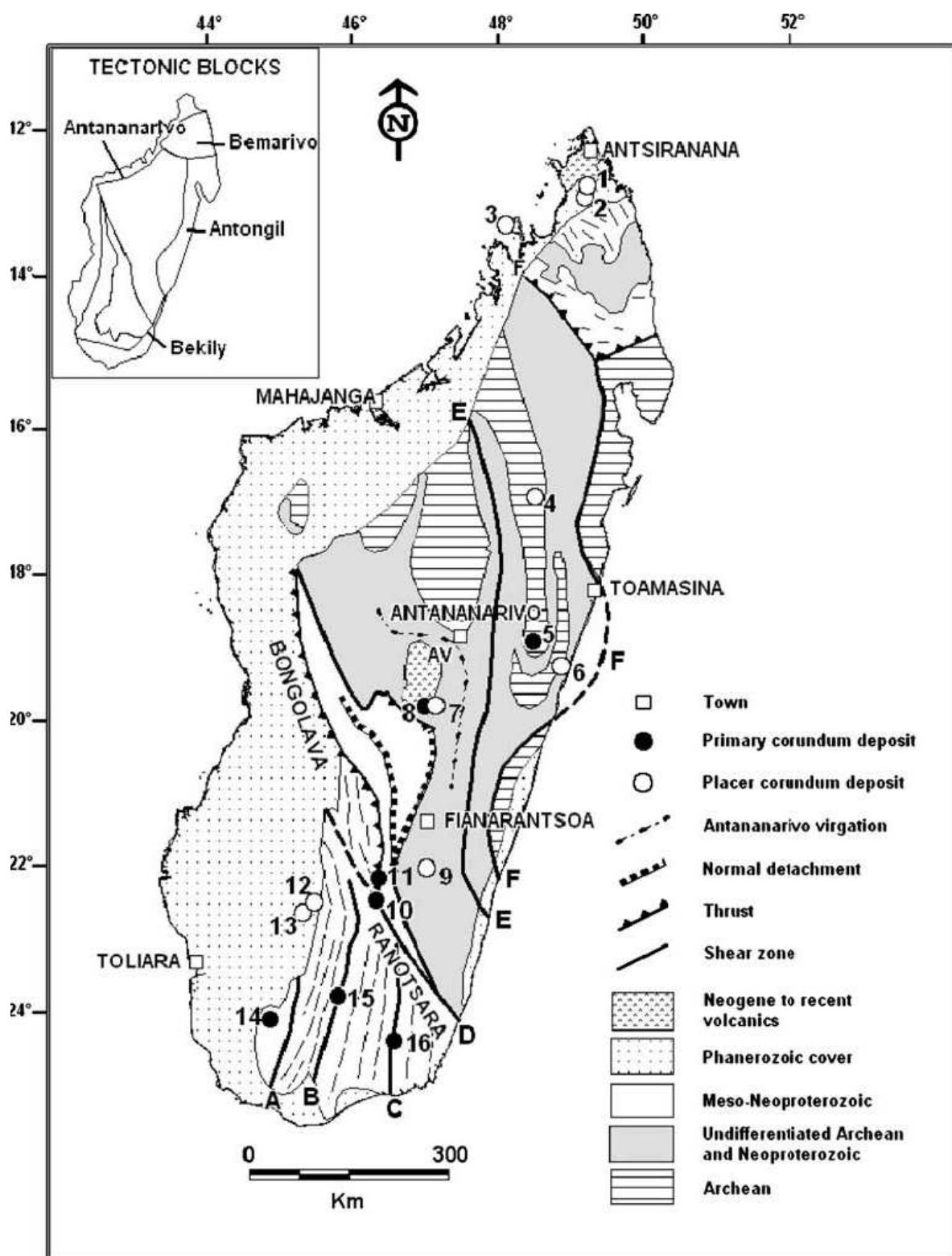


Fig. 2 The Precambrian in Madagascar with its main tectonic structures and main placers and primary gem corundum deposits (modified from de Wit 2003). Shear zones: A Ampanihy, B Vorokafotra, C Tranomaro, D Ranotsara-Bongolava, E Ifondiana-Angavo, F Betsimisaraka. Placer deposits: 1 Anivorano, 2 Ambondromifehy, 3 Nosy Be, 4 Andilamena, 6 Vatomandry, 7 Kianjanakanga-Mandrososahina, 9 Miarinarivo, 12 Ilakaka, 13 Sakahara. Primary deposits: 5 Ambohitranefitra (Beforona), 8 Soamiakatra, 10 Sahambano, 11 Zazafotsy, 14 Ejeda-Fotadrevo area, 15 Ambatomena, 16 Andranondambo

(Schwarz et al. 2000), but the nature of their parent host rocks is still in debate. The corundum deposits in the Ankaratra area, close to Antsirabe City, are also alluvial except for the deposit of Soamiakatra, where ruby is found in pyroxenitic xenoliths included in alkali basalts (Rakotosamizanany 2003).

The corundum deposits of Madagascar

Primary corundum deposits

These are hosted in magmatic and metamorphic rocks (Table 1). In both domains, circulation of fluids provoked *in situ* transformation of the host rocks with the formation of metasomatic rocks as sakenite (plagioclase) and corundumite (Lacroix 1922a, 1941). Magmatic deposits are hosted in syenite and alkali basalts in the Beforona and Antsirabe areas, respectively (Fig. 1). Metamorphic-hosted deposits are located in the granulitic domain of southern Madagascar (Fig. 3). Corundum deposits are strongly associated with major and minor shear zones. These structures acted as preferential fluid pathways that resulted in metasomatism of the host rocks. The nature of the parental host rock varies from feldspathic gneisses (Zazafotsy, Sahambano, and Ambinda Sud), cordierites (Iankaroka and Ambatomena), amphibolites and anorthosites (Ejeda, Fotadrevo, Vohitany, and Gogogogo) to impure marbles (Tranomaro). The sakenites described by Lacroix (1941) are found in paragneiss with intercalations of amphibolites, pyroxenites, and impure marbles (Sakeny, Ejeda, Vohidava, and Tranomaro occurrences) and consist of plagioclase veins or segregations with \pm spinel, \pm corundum, \pm hibonite, and \pm phlogopite.

Placer deposits

These are exploited in volcanic and sedimentary environments:

(1) In basaltic provinces: The sapphire placer deposits in the Antsiranana province are located about 70 km south of Antsiranana City, in the Anivorano and Ambondromifehy area and on Nosy Be Island (Fig. 1). The region is mostly covered by a 3,500-km² area of volcanic rocks that date from the early Tertiary period to the Quaternary. The 35-km-wide volcanic flows are formed by successive eruption of basalts, tuffs, pozzolanas, and pyroclastites, which contain enclaves mainly of peridotite and lherzolite. Recent prospecting and fieldwork failed to locate any sapphire-bearing basalt flows in the Montagne d'Ambre volcanics. Nevertheless, Lacroix (1922a) noted the presence of a crystal of sapphire, zircon, and spinel associated with hornblende and syenitic enclaves in basaltic scoria at Lake Mahery from the Montagne d'Ambre, and one crystal at Nosy

Mitsio Island, which is constituted of basanite, phonolite, and trachyte. Sapphire-bearing alluvial materials were deposited in voids and cracks of a karst developed on Jurassic Ankaratra limestone and arenites that lie south of the volcanic massif of the Montagne d'Ambre (Schwarz et al. 2000). All gem-bearing sediments forming paleoplacers are cemented by secondary carbonates (deposits of Ambohangimamy, Maromikotra, Sanaderikely contained in limestones) or silica (deposit of Maventibao contained in arenites).

Two new sapphire deposits were discovered in 2001, i.e., on Nosy Be Island and in the Andovokonko area on the Ambato Peninsula (Ramdohr and Milisenda 2004). The BGY sapphires and zircon are found in alluvial loess in a layer formed of basalt, pebbles located 1 m above the granitic bedrock. At the Andovokonko deposit, sapphire is found on the basalt surface covered by calcrete crust and in tidal flats. Alluvial corundum deposits in the south-eastern part of the Ankaratra volcanic massif were described by Lacroix (1922a). Gem corundum was extracted at different localities: ruby at Andranomadio, ruby and sapphire at Andriankely, and blue, green, and yellow sapphires at Ampitatafika, Vohimena, Ambatotsipihana, Maroparasy, Sambaina, Ambohimandroso, Iankiana, Vontovorona, Mahanoro, Faratsihio, Vakinakaratra, and Belambo. Nowadays, recent alluvial placers in river and soils are mined by locals. The BGY sapphire deposits of Kianjanakanga–Mandrosohasina and the ruby deposit of Antsabotraka are mined from sedimentary deposits made of basaltic and phonolitic pebbles cemented by lateritic soils.

(2) The giant placer of Ilakaka in the Isalo sedimentary basin: The Ilakaka mining district is located in the Isalo massif, between the cities of Sakaraha and Ilakaka (Figs. 1 and 3). Other districts are found north of Ilakaka and near Bezaha, 120 km southwest of Ilakaka (Garnier et al. 2004). The deposits produce very fine blue, pink, blue-violet, violet, purple, orange, yellow, and translucent sapphires with zircon, alexandrite, topaz, garnet, spinel, andalusite, and tourmaline.

(3) Other placer deposits of unknown origin: New deposits found in 2000 in the area of Vatomandry and Andilamena (deposits 4 and 6 in Fig. 1) drastically changed ruby production in Madagascar. There is no detailed geological information about the two mining areas and the ruby host rock is unknown. The Miarinarivo placer is located 30 km south of Ambalavao City (Fig. 3). The deposit consists of pinkish to brownish corundum in a large volume of alluvium. The crystals are not strongly rounded and their hexagonal habit was preserved during alluvial transport.

Table 1 Synthesis of the main geologic and isotopic features of the different types of primary conundum deposits in Madagascar

Deposit	Sahambano (S) Zazafotsy (Z)	Lankaroka	Ambatomena	Vohitany (V) Ejeda (E) - Gogogogo (G)	Andranonambao	Beforona	Sakeny (Sk) Vohidava (Vo)	Soamiaikatra
References	1, 2, 3, 4	1, 5	1, 3	1, 6, 7, 8, 9	1, 10, 11, 12	13, 14	13, 15	16
Genetic model	MM	M-MM	MM	M-MM	MG-HM	MG or MG-HM?	M-MMM?	M
Tectonic unit	S: Southern Madagascar	Southern Madagascar	Southern Madagascar	Southern Madagascar	Antananarivo block	Antananarivo	Southem Madagascar	Antanananivo block
Z: Iremo sheet								
Formation and/or series	S: Tranomaro group	Androyan series	Androyan series	Vohibory series	Tranomaro group	Contact	Androyan series	Ambatolampy series
						Manampotsy and Beforona groups		
					Anosy granite			
					Skarn	Magmatic syenite	Metamorphic sakenite vein	Ankaratra volcanism
Host rock	Metamorphic felspathic gneiss intercalated with leptynite	Metamorphic cordierite intercalated with charnockite	Metamorphic cordierite (and pegmatite) in charnockites	Metamorphic				Volcanic pyroxenite enclave in alkali basalt
					a. Amphibolite and pyroxenite within M-UM (E-G-V) ^a			
					b. Anorthosite layers (E-G) ^b			
					c. Metasomatized pegmatite in M-UM (V) ^a			
					a. Amphibolite ^a	Impure marble	Biotite gneiss	Paragneiss
Wall rocks	Biotitized gneisses	Biotite	Fissural Mg-biotite	Metasomatized cordierite	b. Anorthosite ^b	Pyroxenite	Micaschist	Amphibolite
					a. Biotite and plagioclase ^a	Calc-silicate gneisses		Pyroxenite
Mineralization control	Shear zone	Shear zone	Shear zone	Shear zone	Shear zone	Veinlet in skarn	Irregular vein	Vein
	Fluid-rock interaction	Fluid-rock interaction	Fluid-rock interaction	Fluid-rock interaction	Fluid-rock interaction	Fluid-rock interaction	Lens-like interaction	Pyroxenite

Typical mineral assemblage	Biotite-sapphine-saphirine-plagioclase-K-feldspar-garnet-spinel	Phlogopite-cordierite-sapphine-plagioclase-K-feldspar-garnet-spinel	Cordierite-rutile-phlogopite-sapphirine-plagioclase-ruby	(V): homblende-ruby-plagioclase-spinel-phlogopite	K-feldspar-sapphirine-F-apatite-calcite-phlogopite	Biotite-sillimanite-albite-sapphirine-microcline	Sapphirine-sapphirine-spinel-pyroxene-plagioclase-edenite
Metamorphism	Granulite facies	Granulite facies	Granulite facies	Granulite facies	Granulite facies	Granulite facies	Granulite facies
Age of the mineralization	$T=700^\circ\text{C}$ $P=5\text{ kb}$ (17)	$T=750^\circ\text{C}$ $P=5\text{--}6\text{ kb}$ (17)	$T=750^\circ\text{C}$ $P=5\text{--}6\text{ kb}$ (17)	$T=730\text{--}870^\circ\text{C}$ $P=9\text{--}11\text{ kb}$ (6, 8)	$T_{\text{apatite}}=500^\circ\text{C}$ $P_{\text{apatite}}=2\text{ kb}$ (18)	$T=?$ $P=?$?	$T=1,100^\circ\text{C}$ $P=4\text{--}5\text{ kb}$ (13, 17)
S: $492\pm 5\text{ Ma}^a$	Ar-Ar biotite (19)	Ar-Ar biotite (19)	Ar-Ar biotite (19)	Ar-Ar biotite (19)	U/Pb zircon (20, 21)	U/Pb zircon (20, 21)	U/Pb zircon (20, 21)
Z: $494\pm 5\text{ Ma}^a$	No age (disturbed spectrum)	$487\pm 4\text{ Ma}^a$	No age (disturbed spectrum)	$565\pm 15\text{ Ma}$ (20)	$565\pm 15\text{ Ma}$ (20)	Miocene to Quaternary	Miocene to Quaternary
Corundum	Multicolored sapphire	Polychrome sapphire	Ruby	Ruby	Light to dark blue, pink	Red to purplish blue to gray	Gray-white to yellow sapphire
$\delta^{18}\text{O}$ corundum (‰, V-SMOW)	S: 5.9 ± 0.3 ($n=5$)	2.05 ± 0.5 ($n=2$)	2.9 ($n=2$)	V: $5.4<\delta^{18}\text{O}<6.1$ ($n=2$) E: $5.0, 5.9, 6.3, 8$	$10.1<\delta^{18}\text{O}<10.9$ ($n=4$) $14.0<\delta^{18}\text{O}<15.6$ ($n=4$)	8.1 Vo: 5.8 Sk: 4.9	$1.25<\delta^{18}\text{O}<4.7$ ($n=2$)

M Metamorphic, *MM* Metamorphic metasomatism, *MG* Magmatic, *MG-HM* Magmatic hydrothermal metasomatism, *M-UM* Magmatic-ultramafic rocks
 References: *1* Razanantsoa et al. (2005), *2* Ralantsoa (2006), *3* Andriamananjy (2006), *4* Pezzotta (2005), *5* Koivula et al. (1992), *6* Nicollet (1986), *7* Nicollet (1990), *8* Mercier et al. (1990a), *9* Pili (1997a,b), *10* Rakotondrazafy et al. (1996), *11* Rakotondrazafy (1995), *12* Schwarz et al. (1996), *13* Lacroix (1922a,b), *14* Ranteanina (1962), *15* Devouard et al. (2002), *16* Rakotosamimananjy (2003), *17* Nicollet (1985), *18* Ravololomandrimarivo et al. (1997), *19* this work, *20* Paquette et al. (1994), *21* Andriamananjy and de La Boissé 1986, *22* Besairie and Collignon (1972)

^a Sapphire mineralization

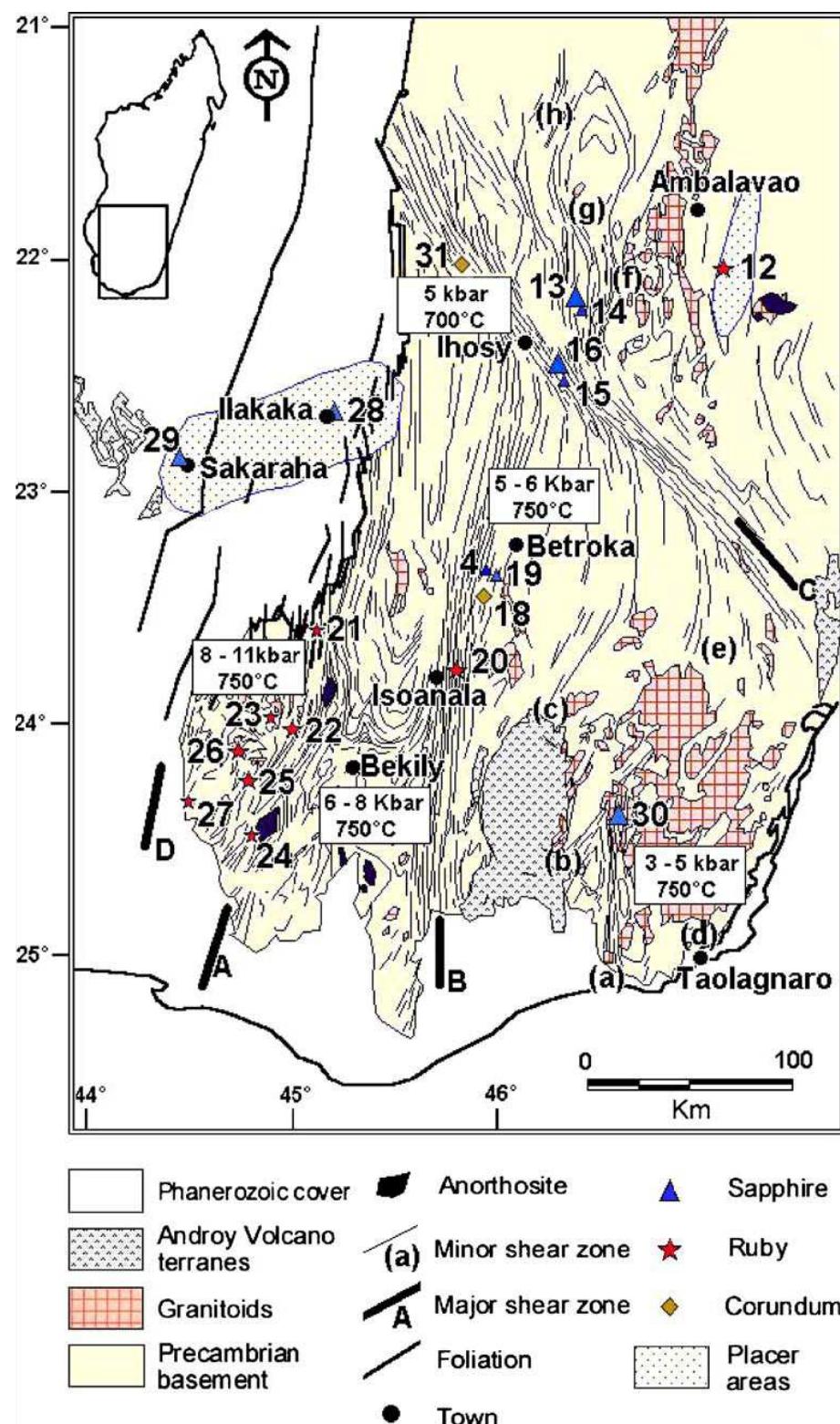


Fig. 3 Structural and lithological sketch map of southeast Madagascar with the location of the corundum deposits (modified from Martelat et al. 2000). Number of deposits as in legend of Fig. 1. Major shear zones referred as A Ampanihy, B Beraketa, C Ranotsara, D shear zone of the Phanerozoic cover. Minor shear zones referred as subpanels a to h. The Pressure (kbar) and Temperature (°C) of metamorphism are from Moine et al. (1985), Ackermann et al. (1989), and Niccollet (1990)

The oxygen isotope composition of corundum

Results

$\delta^{18}\text{O}$ values for gem corundum from primary deposits range from 1.3 to 15.6‰ (Table 2). Metamorphic rubies are defined by two sets of $\delta^{18}\text{O}$ values (Fig. 4). The first group, in the range of 3.8–6.1‰ (n=4), corresponds to ruby hosted by amphibolites for the deposits concentrated in the Vohibory unit. It includes those of Gogogogo, Ejeda, and Vohitany. The second group, between 1.7 and 2.9‰ (n=4), corresponds to polychrome sapphire and ruby contained in the cordieritites of Iankaroka and Ambatomena, respectively.

“Magmatic” ruby samples from xenoliths contained in the alkali basalt of Soamiakatra have $\delta^{18}\text{O}$ ranging between 1.3 and 4.7‰ (n=2). Sapphires are classified into three sets of $\delta^{18}\text{O}$ values (Fig. 4): (1) Blue sapphire from Andranondambo, hosted in skarn, show two ranges of $\delta^{18}\text{O}$ values, i.e., 10.1 and 10.7‰ (n=3) for stage 1 of skarn metasomatism, and between 14.0 and 15.6‰ (n=4) for stage 3 of vein-skarn. (2) Colored sapphire from Sahambano, Ambinda Sud, and Zazafotsy, contained in biotites resulting from the metasomatism of feldspathic gneisses, has $\delta^{18}\text{O}$ values between 5.6 and 9.0‰ (n=8). Although geologically similar, these two deposits present different sets of $\delta^{18}\text{O}$ values: The Zazafotsy sapphire has an oxygen isotopic composition between 8.8–9.0‰ (n=2), whereas at Sahambano, the $\delta^{18}\text{O}$ of colored sapphire is between 5.6 and 6.5‰ (n=5), and at Ambinda Sud at 7.6‰ (n=1). The pinkish to reddish sapphire from the syenite of Beforona has a $\delta^{18}\text{O}$ of 8.1‰ (n=1); the light to blue-green sapphire originating from the Vohidava sakenite has a $\delta^{18}\text{O}$ of 5.8‰ (n=1). (3) Gray to colorless sapphire contained in the biotitized pyroxenite from Ambinda gave a $\delta^{18}\text{O}$ value of 4.7‰.

$\delta^{18}\text{O}$ values for gem corundum from secondary deposits have a wide spread between -0.3 and 16.5‰ (Table 2). Ruby and sapphire found in placers linked to alkali basalt environments in the northern and central regions of Madagascar have consistent $\delta^{18}\text{O}$ values between 3.5 and 6.9‰ (n=11). In the Antsiranana province, the BGY sapphires from Nosy Be Island have a mean $\delta^{18}\text{O}$ of $4.5 \pm 0.4\text{‰}$ (n=2) similar to that of Ambondromifehy, i.e., $4.5 \pm 0.6\text{‰}$ (n=9). In the Antananarivo province, the BGY sapphires from the Ankaratra region have $\delta^{18}\text{O}$ between 4.5 and 6.9‰ (n=3) whereas ruby of the Antsabotraka yielded a $\delta^{18}\text{O}$ of 3.5‰. The ruby from the placers of Vatomandry and Andilamena has $\delta^{18}\text{O}$ of 5.9‰ and between 0.5 and 4.0‰ (n=4), respectively. The pinkish to brownish sapphire from Miarinarivo has an oxygen isotopic signature of 5.9‰.

Table 2 Oxygen isotopic composition of ruby and sapphire from Madagascar: new analyses on corundum originating from Laos, China, and Australia are reported to complete the worldwide oxygen isotopic data base reported by Giuliani et al. (2005)

Country	District or mine	Sample	Nature	Color	Type of deposit	$\delta^{18}\text{O}$	
						‰, V-SMOW	References
Primary Deposits							
Madagascar	Andranondambo	SNMAD-1	Sapphire	Colorless to blue	Skarn-stage 3 in marble late K-feldspar veins	14.0	Giuliani et al. (2005)
		SNMAD-2	Sapphire	Deep blue	Skarn-stage 1 marble	10.7±0.1 (n=2)	Giuliani et al. (2005)
		Ambo-1	Sapphire	Colorless to deep blue	Skarn-stage 3 in marble late K-feldspar veins	14.8	This work
	Andro-7	Sapphire	Deep blue		Skarn-stage 3 in marble late K-feldspar veins	14.7	This work
	Bazar Be	Sapphire	Deep blue		Skarn-stage 3 in marble late K-feldspar veins	15.6	This work
	Andro-3	Sapphire	Deep blue		Skarn-stage 3 in marble late K-feldspar veins	10.2	This work
	Andranoboka	Sapphire	Pink		Skarn-stage 1 in marble	10.6	This work
	Andro-2	Sapphire	Blue		Skarn-stage 1 in marble	10.9	This work
	Andro-6	Sapphire	Black		Skarn-stage 2 in marble	10.1	This work
	Andro-6h	Hibonite				3.9	This work
	Andakato 1	Sapphire	Blue		Skarn-stage 1 in scapolite	8.1	This work
	Andakato 2	Sapphire	Pink		Skarn-stage 1 in pyroxenite	5.8	This work
	Beforona	VG-128	Sapphire	Pinkish	Syenite	4.9	This work
	Vohidava	Vohi-4	Sapphire	Light blue to green	Sakelite in pyroxenite	5.0	This work
	Sakeny	87p	Sapphire	Light brown	Sakelite	5.4	This work
	Ejeda	EJE	Ruby	Red	Amphibolite	5.9	Giuliani et al. (2005)
		199p	Ruby	Red	Sakelite in amphibolite	6.1	This work
	Gogogogo	GO-1	Ruby	Deep pink	Amphibolite	3.8	Giuliani et al. (2005)
	Vohitany	VO-1	Ruby	Deep pink	Amphibolite	5.4	This work
		Vohi-VG	Ruby	Red	Amphibolite	5.4	This work
	Ambinda	Am-1	Sapphire	Grey	Pyroxenite	4.7	This work
	Sahambano	NOI-2	Sapphire	Blue	Biotitised gneiss	5.6	This work
		NOII-1	Ruby	Pink	Biotitite	5.8	This work
		NOII-2	Ruby	Purplish (fuschia)	Biotitite	5.9 (n=2)	This work
		NOII-4	Sapphire	Orange	Biotitite	5.7	This work
		NOII-6	Sapphire	Bluish	Biotitite	6.5	This work
	Ambinda Sud (Sahambano)	Amb-5	Sapphire	Pinkish	Biotitised-sapphirine-bearing gneiss	7.6	This work
	Zazafotsy	Za-1	Sapphire	Blue	Biotitised gneiss	8.8	This work
		Za-2	Sapphire	Pink	Biotitite	9.0	This work
	Iankaroka	131-2a	Sapphire	Light orange	Cordieritite	1.7	This work
		131-2b	Ruby	Deep pink to light red	Cordieritite	2.4±0.3 (n=2)	This work
	Ambatomena	Ambat-1	Ruby	Pink	Biotitised cordieritite	2.9	This work
		Ambat-2	Ruby	Pink	Pegmatite in charnockite	2.9	This work
	Soamiakatra	RNANTA	Ruby	Reddish-purplish	Pyroxenitic enclaves in basalt	4.7	Giuliani et al. (2005)
		SOM-1	Ruby	Deep red	Pyroxenitic enclaves in basalt	1.25	This work
Secondary deposits							
Madagascar	Ilakaka	ILA-1	Sapphire	Colorless	Placer in sandstone	14.3±0.1 (n=2)	Giuliani et al. (2005)
		ILA-2	Sapphire	Colorless to pink	Placer in sandstone	3.5	Giuliani et al. (2005)
		ILA-3	Sapphire	Amethyst	Placer in sandstone	3.6	Giuliani et al. (2005)
		ILA-4	Sapphire	Deep pink	Placer in sandstone	2.6±0.3	Giuliani et al. (2005)

Table 2 (continued)

Country	District or mine	Sample	Nature	Color	Type of deposit	$\delta^{18}\text{O}$	
						‰, V- SMOW	References
Madagascar	Ilakaka	ILA-5	Sapphire	Colorless	Placer in sandstone	16.5	Giuliani et al. (2005)
		ILA-6	Sapphire	Colorless	Placer in sandstone	3.1	Giuliani et al. (2005)
		ILA-7	Sapphire	Light blue	Placer in sandstone	3.8	This work
		ILA-8	Sapphire	Colorless	Placer in sandstone	-0.3	This work
		ILA-9	Sapphire	Transparent	Placer in sandstone	-0.1	This work
		ILA-10	Sapphire	Grayish	Placer in sandstone	0.4 ± 0.3	This work
		ILA-11	Sapphire	Lemon	Placer in sandstone	6.8 ± 0.9 (n=2)	This work
		ILA-12	Ruby	Deep red	Placer in sandstone	3.8	This work
		ILA-13	Sapphire	Greenish	Placer in sandstone	1.55 ± 0.3 (n=2)	This work
		73-30.63A	Ruby	Red	Placer in basalt (?)	3.8 ± 0.1 (n=2)	This work
		AND-1	Ruby	Red	Placer in basalt (?)	2.2 ± 0.1 (n=2)	This work
		AND-2	Ruby	Red	Placer in basalt (?)	0.5	This work
		AND-3	Ruby	Red	Placer in basalt (?)	3.9 ± 0.05 (n=2)	This work
Ambondromifehy	Antsiranana	ANT-1	Sapphire	Yellowish light green	Placer in karst formed in limestone and sandstone	5.1	Giuliani et al. (2005)
		ANT-2	Sapphire	Light blue	Placer in karst formed in limestone and sandstone	5.9	Giuliani et al. (2005)
		ANT-3	Sapphire	Yellow	Placer in karst formed in limestone and sandstone	3.9	This work
		ANT-4	Sapphire	Opaline blue	Placer in karst formed in limestone and sandstone	3.9	This work
		Ambo 12-3	Sapphire	Light blue to lilac	Placer in karst formed in limestone and sandstone	3.75	This work
		ANT-5	Sapphire	Deep blue to black	Placer in karst formed in limestone and sandstone	4.5 ± 0.15 (n=2)	This work
		322-3gy	Sapphire	Yellow to green	Placer in karst formed in limestone and sandstone	4.6	This work
		322-3b	Sapphire	Blue	Placer in karst formed in limestone and sandstone	4.3	This work
		319-2z	Sapphire	Yellow	Placer in karst formed in limestone and sandstone	4.4	This work
Antananarivo	SNANTAN1	Sapphire	Bluish		Placer in basalt	6.5	Giuliani et al. (2005)
	SNANTAN2	Sapphire	Greenish to blue		Placer in basalt	6.9	Giuliani et al. (2005)
Antsabotraka	ANTSAB-1	Ruby	Red		Placer in basalt	3.5	This work
	AMBATO-1	Sapphire	Light blue to blue		Placer in basalt	4.5 ± 0.1 (n=2)	This work
Nosy Be	NO-1	Sapphire	Blue		Placer in basalt, sandstone, granite	4.8	This work
	NO-2	Sapphire	Green		Placer in basalt, sandstone, granite	4.2	
Vatomandry	VAT-1	Sapphire	Red		Placer in basalt (?)	5.9	Giuliani et al. (2005)
	MIA-1	Ruby	Pink		Placer in syenite (?)	5.6	This work
Other deposits worldwide							
China	Wenchang, Hainan	W1	Sapphire	Deep blue	Placer in basalt	3.0	This work

Table 2 (continued)

Country	District or mine	Sample	Nature	Color	Type of deposit	$\delta^{18}\text{O}$	
						‰, V-SMOW	References
Laos	Changle, Shandong Houai-Sai	CHA1	Sapphire	Blue	Placer in basalt	5.65	This work
		HO-1	Sapphire	Light green to light yellow	Placer in basalt	5.6	This work
		HO-2	Sapphire	Deep blue	Placer in basalt	4.9	This work
		HO-3	Sapphire	Light green to colorless	Placer in basalt	5.15	This work
Australia	Harts Range	HR1	Ruby	Red	Gneiss	4.35	This work

Data are reported in the conventional delta notation relative to V-SMOW.

n Number of analyses.

The placers of the Ilakaka area are characterized by a huge variety of colored sapphires and rubies, with $\delta^{18}\text{O}$ values between -0.1 and $16.5\text{\textperthousand}$ (Table 2). Ruby and pink to amethyst sapphire have $\delta^{18}\text{O}$ in the same range, between 2.6 and $3.8\text{\textperthousand}$ ($\delta^{18}\text{O}=3.4\pm0.5\text{\textperthousand}$, n=4). Lemon, greenish, and deep-blue sapphires have $\delta^{18}\text{O}$ of 6.8 , 1.55 , and $3.8\text{\textperthousand}$, respectively. Colorless, grayish to transparent sapphires are defined by three sets of $\delta^{18}\text{O}$ values (Fig. 4): (1) The first group, in the range of -0.3 to $0.4\text{\textperthousand}$ (n=3), corresponds to the lowest $\delta^{18}\text{O}$ values yet reported for natural corundum; (2) The second has a $\delta^{18}\text{O}$ of $3.1\text{\textperthousand}$; (3) Sapphire from the third group, between 14.3 and $16.5\text{\textperthousand}$ (n=2), has the highest $\delta^{18}\text{O}$ values found so far for Malagasy sapphire.

Discussion

Oxygen isotope systematics of corundum from Madagascar permits us to expand the previous oxygen isotope range defined for the different types of worldwide deposits (Giuliani et al. 2005) and to characterize new types of deposits such as corundum-bearing cordieritites and biotite schists in gneisses. The restricted isotopic range is illustrated by the Malagasy ruby hosted in mafic rocks ($3.8 < \delta^{18}\text{O} < 6.1\text{\textperthousand}$) falling within the worldwide range defined by Giuliani et al. (2005), i.e., $3.2 < \delta^{18}\text{O} < 6.8\text{\textperthousand}$. At the scale of a corundum deposit, the variability registered for $\delta^{18}\text{O}$ of corundum is low, as shown for the colored sapphires from Sahambano ($\delta^{18}\text{O}=5.9\pm0.3\text{\textperthousand}$, n=5). As previously shown by Fallick et al. (1994) and Giuliani et al. (1998) for emerald, and Giuliani et al. (2005) for corundum, the $\delta^{18}\text{O}$ of the fluid in equilibrium with corundum was buffered by the local host-rock oxygen isotope composition during metamorphism and fluid rock interaction.

For primary deposits, there are contrasting $\delta^{18}\text{O}$ values for magmatic and metamorphic deposits:

- (1) Magmatic-hosted corundum from the syenite of Beforona has a $\delta^{18}\text{O}$ of 8.1‰ compatible with the worldwide range defined for syenites ($4.8 < \delta^{18}\text{O} < 7.8\text{‰}$). Ruby hosted in clinopyroxenite xenoliths in the Soamiakatra alkali basalt has low $\delta^{18}\text{O}$ values between 1.3 and 4.7‰, close to the isotopic range defined for ruby in mafic and ultramafic rocks ($3.2 < \delta^{18}\text{O} < 6.8\text{‰}$). The corundum–garnet–clinopyroxene assemblage in the clinopyroxenite gave a temperature of formation of ruby around 1,100°C and a pressure of about 20 kbar (Rakotosamizanany et al. 2005). Ruby formed in mafic and ultramafic rocks at the base of the lower crust, and was later intruded and transported up to the surface by the alkali basalts. It was previously suggested that these xenocrysts originally formed in mafic metamorphic rocks under mantle conditions (Sutthirat et al. 2001; Garnier et al. 2005). The oxygen isotope compositions of rubies, including those of Soamiakatra, support this hypothesis (Giuliani et al. 2005; Yui et al. 2006).
- (2) Metamorphic-hosted corundum has a wide range of $\delta^{18}\text{O}$ values related to the nature of the host rocks. Sapphires from the Andranondambo skarn-type deposit yielded three sets of $\delta^{18}\text{O}$ values (Fig. 4): (1) 3.9‰ for a pink sapphire hosted in a pyroxenite from stage 1 of skarn metasomatism. (2) $10.1 < \delta^{18}\text{O} < 10.7\text{‰}$ for blue and pink sapphires hosted by scapolite and marble from stage 1 of skarn metasomatism. The important isotopic variation for sapphires of stage 1 is evidently due to the variability in chemistry of the premetamorphic host rock. During stage 2, hibonite crystallized at the expense of corundum and its $\delta^{18}\text{O}$ of 10.6‰ falls within the isotopic range defined for corundum of stage 1. It confirms that in a closed system and at high temperature ($T \sim 800^\circ\text{C}$), the oxygen isotopic composition of a protolith or a mineral phase controls the final $\delta^{18}\text{O}$ of corundum.
- (3) $14.0 < \delta^{18}\text{O} < 15.6$ (mean $\delta^{18}\text{O} = 14.8 \pm 0.6\text{‰}$, $n=4$) for blue gem sapphires hosted in K-feldspar veins in marble from stage 3 and formed under retrograde granulite metamorphism. The isotopic range is similar to the range defined worldwide for sapphire hosted in desilicated pegmatites within marbles ($15.5 < \delta^{18}\text{O} < 16.4\text{‰}$), where the oxygen isotopic composition of sapphire is buffered by the host rock. The important isotopic variation for sapphires between stages 1 and 3 might be related to the large isotopic variation found in $\delta^{18}\text{O}$ of marbles between 6.5 and 19‰ (Boulvais et al. 1998). The lowest

$\delta^{18}\text{O}$ values are found in dolomitic marbles whereas calcic ones have higher $\delta^{18}\text{O}$ between 13.5 and 19‰.

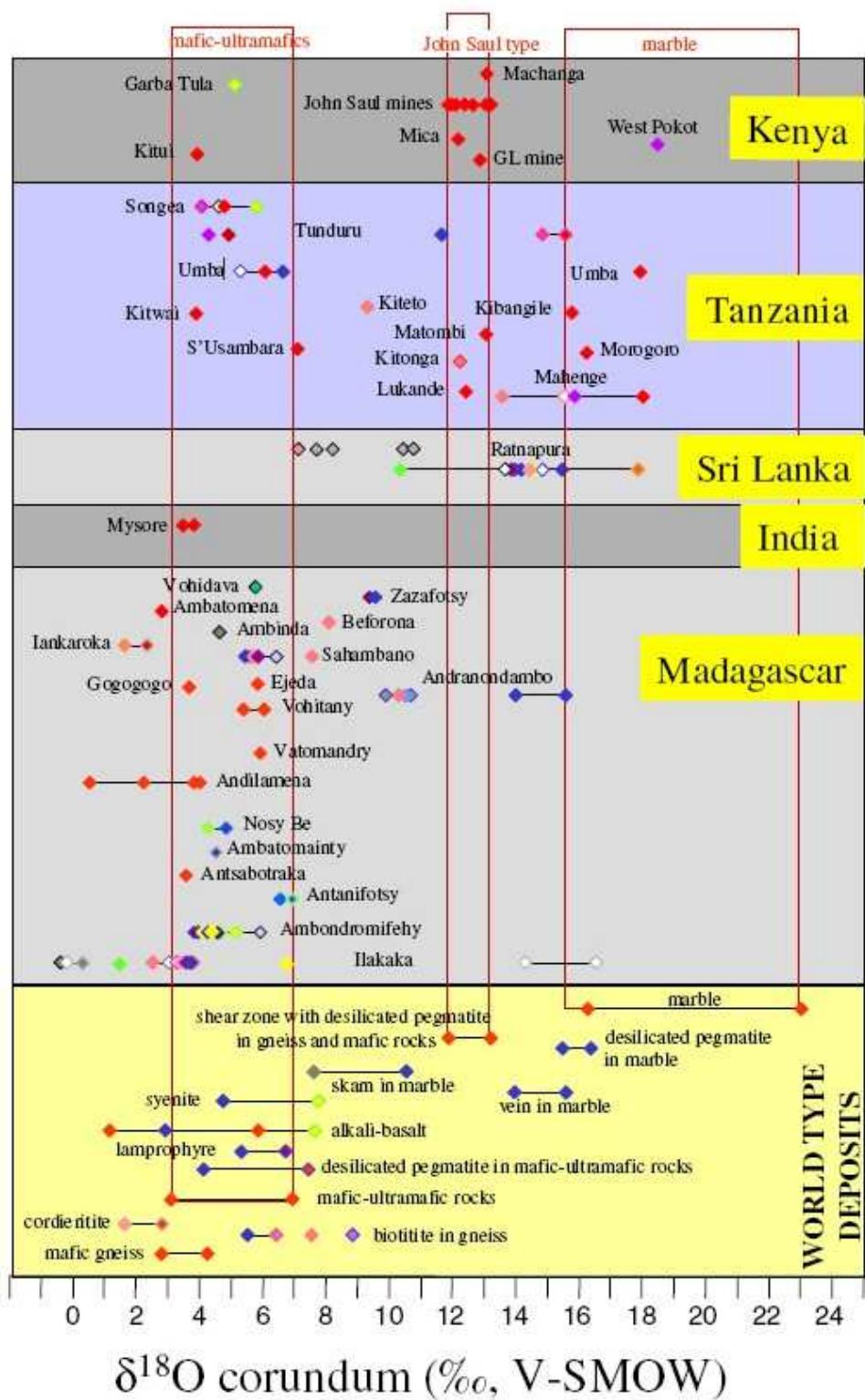


Fig. 4 Oxygen isotope values of corundum from the different types of primary and secondary deposits of Madagascar, Kenya, Tanzania, Sri Lanka, and India (data from Giuliani et al. 2005; this work). The data reported in the conventional delta notation relative to V-SMOW are compared with the oxygen isotopic ranges defined for corundum types deposit worldwide from the data base published by Giuliani et al. (2005; this work; see Table 2). Color in diamonds represents color for ruby (in red and pink) and colored sapphire (others). White diamonds represent colorless sapphires

The sapphire from the sakenites of Vohidava, Sakeny, and Ejeda has a very restricted isotopic range ($4.9 < \delta^{18}\text{O} < 5.8\text{\textperthousand}$; Table 2), which reflects the buffering of the isotopic composition of corundum by mafic protoliths (pyroxenite and amphibolite).

Two new types of metamorphic gem corundum deposits are described for the first time in Madagascar: sapphire in biotites developed in gneisses (Sahambano and Zazafotsy deposits), and ruby and polychrome sapphire in cordierites intercalated within charnockites (Ambatomena and Iankaroka deposits). Both types of deposit are within shear zones, and corundum records fluid circulation through centimeter-to decimeter-wide channels. Gem corundum in cordierites has the lowest isotopic range found worldwide for primary deposits ($1.7 < \delta^{18}\text{O} < 2.9\text{\textperthousand}$). Such ruby and sapphire associated with gem cordierite and sapphire hosted by biotite schists are also described in the Karur–Kangayam gemstone areas belt in the Madurai granulitic block from southern India (Santosh and Collins 2003). Unfortunately, no oxygen isotope data are available for comparison with those of Madagascar.

For placer deposits, the $\delta^{18}\text{O}$ values elucidate the geological origin of the most important gem placer deposits of Madagascar and offer clues for the exploration of primary corundum-hosting rocks (Fig. 4). The majority of gem corundum found today on the world market comes from placers derived from basaltic environments in southern Asia, Australia, and Madagascar. Australia used to be the world's largest seller of dark blue sapphires, but the Ambondromifehy deposit in the Antsiranana province now is one of the most productive in the world (Schwarz et al. 2000). The $\delta^{18}\text{O}$ values for 75 BGY sapphires originating from 11 countries show a $\delta^{18}\text{O}$ range between 3.0 and $7.7\text{\textperthousand}$ (Giuliani et al. 2005; this work; Table 2). $\delta^{18}\text{O}$ values for Malagasy BGY sapphires span 3.8 to $6.9\text{\textperthousand}$, within the worldwide range (Fig. 4). Sapphire from Nosy Be and Ambondromifehy have similar isotopic signatures with a mean $\delta^{18}\text{O}$ value of $4.5 \pm 0.5\text{\textperthousand}$ ($n=11$). Sapphires from the Ankaratra district have slightly higher $\delta^{18}\text{O}$ between 4.5 and $6.9\text{\textperthousand}$ (mean $\delta^{18}\text{O}=5.9 \pm 1.3\text{\textperthousand}$, $n=3$). Ruby in the Ankaratra district has $\delta^{18}\text{O}$ of 1.3 and $4.7\text{\textperthousand}$ for the Soamiakatra and Antsabotraka mines, respectively. This range is lower than the worldwide range previously defined for ruby recovered in alkali basalts ($4.7 < \delta^{18}\text{O} < 7.0\text{\textperthousand}$; Giuliani et al. 2005). The BGY sapphires are xenocrysts, which were included in the basalts during their ascent from the mantle to the surface. Different models were proposed for their formation (Irving 1986; Sutthirat et al. 2001; Sutherland and Coenraads 1996; Garnier et al. 2005; Yui et al. 2006): (1) crystallization of corundum from fractionated syenitic melts, (2) crystallization from a mafic melt, and (3) metamorphic crystallization in the lower and middle crust. The $\delta^{18}\text{O}$ range of “BGY” Malagasy sapphire ($3.8 < \delta^{18}\text{O} < 6.9\text{\textperthousand}$) overlaps the range for sapphire hosted in syenites ($4.8 < \delta^{18}\text{O} < 7.8\text{\textperthousand}$), desilicated pegmatites in mafic rocks ($4.2 < \delta^{18}\text{O} < 6.7\text{\textperthousand}$), and biotite in

granulitic gneisses ($5.6 < \delta^{18}\text{O} < 9.0\text{\textperthousand}$). The mineral inclusions identified in Ambondromifehy sapphire (feldspar, zircon, baddeleyite, pyroxene, columbite, hercynite, uraninite, and U-pyrochlore) are typical of magmatic sapphire (Schwarz et al. 2000) and environments rich in incompatible elements and volatiles found in alkali magmas (Upton et al. 1999). In the desilicated pegmatites in mafic rocks from Umba and Kalalani in Tanzania, solid inclusions in sapphire are limited to hematite, rutile, and zircon (Seifert and Hyrsl 1999) whereas sapphire in gneiss-hosted biotites contain barite, cordierite, zircon, sillimanite, K-feldspar, phlogopite, monazite, and plagioclase (Offant 2005). Given the consistency of the oxygen isotope data and the association with geochemically extreme U/Nb-bearing minerals, the evidence renders unlikely a metamorphic origin for the sapphire. It would rather suggest a crystallization in evolved melts resulting from the fractionation of alkali basalts contaminated by lower crust.

Vatomandry and Andilamena are the recent Malagasy sources of the better quality ruby found on the international market. The quality and color of the Vatomandry ruby show pronounced variation, some being comparable to the Mogok ruby hosted in marbles (Schwarz and Schmetzer 2001). The oxygen isotopic composition of ruby from Andilamena ($0.5 < \delta^{18}\text{O} < 4.0\text{\textperthousand}$) and Vatomandry (one datum at $5.9\text{\textperthousand}$) suggests three possible origins: (1) mafic rocks ($3.2 < \delta^{18}\text{O} < 6.8\text{\textperthousand}$), (2) desilicated pegmatites in mafic rocks ($4.2 < \delta^{18}\text{O} < 6.7\text{\textperthousand}$), and (3) cordierites ($1.7 < \delta^{18}\text{O} < 2.9\text{\textperthousand}$). The overlap of the isotopic composition of different lithologies and our insufficient geological knowledge of the productive zone do not permit precise identification of the nature of the primary deposits.

The huge Miarinarivo alluvial placer contains only pinkish to brownish corundum. The $\delta^{18}\text{O}$ value of $5.6\text{\textperthousand}$ obtained for one pink sapphire indicates a possible maficultramafic source and syenitic or desilicated pegmatites in mafic rocks. The size of the crystals found in the placer (up to 10 cm) likely precludes a “basaltic” source considering that BGY sapphire crystals elsewhere are always less than 5 cm long (Schwarz et al. 2000).

The placers of Ilakaka represent an extreme mingling of ruby and sapphire from different origins (Fig. 4). The microscopic examination of several crystals of ruby and blue sapphire showed that all rubies have the same gemmological features, i.e., growth, twinning, color bands, and solid inclusions, but blue sapphires defined two different mineralogical groups (Dunaigre 2005). Ruby as well as pink to violet and blue sapphire are within the same $\delta^{18}\text{O}$ range, between 2.6 and $3.8\text{\textperthousand}$ ($n=5$). For ruby, the isotopic range corresponds to that defined for rubies from mafic and ultramafic rocks. The Phanerozoic sedimentary sequences and the Isalo Group cover the northern part of the Vohibory unit where intercalations or complexes of mafic and ultramafic rocks hosting ruby are common in the amphibolitic and aluminous gneisses. The erosion of the

Vohibory unit during the Upper Carboniferous to Mid-Jurassic necessarily contributed to the concentration of ruby in the basin. A proximal source for ruby in Ilakaka from the Vohibory region is likely.

Blue sapphire, representing more than 95‰ of the production of gemstones recovered in the Ilakaka placers, has a $\delta^{18}\text{O}$ value of 3.8‰, which pinpoints two possible origins: (1) BGY basaltic sapphire ($3.0 < \delta^{18}\text{O} < 7.7\text{‰}$) and (2) desilicated pegmatites in mafic and ultramafic rocks ($4.2 < \delta^{18}\text{O} < 7.5\text{‰}$). Gemmological observations of the sapphire demonstrated solid inclusions of apatite, monazite, feldspar, zircon, calcite, graphite, phlogopite, quartz, biotite, and rutile (Dunaigre 2005). The noticeable lack of columbite, spinel, and uraninite encourages us to prefer the second hypothesis and to propose as an exploration guide to look for colored sapphires in desilicated pegmatites within the Vohibory unit.

The origin of the protolith of yellow and green sapphire crystals is debatable on the basis of the natural occurrences described worldwide. Green and yellow sapphires are reported in the BGY basaltic sapphires (Sutherland et al. 1998), the Garba Tula syenitic dyke (Simonet et al. 2004), desilicated pegmatites from the Eastern African Neoproterozoic belt (Solesbury 1967; Seifert and Hyrsl 1999), and in amphibolitized gabbro with iolite at Mallapaty in southern India (Santosh and Collins 2003). The low $\delta^{18}\text{O}$ value of 1.5‰ obtained for the green sapphire has no isotopic equivalent yet reported worldwide, but this value is close to the lowest values found for polychrome sapphires in cordierites ($\delta^{18}\text{O}=1.7\text{‰}$). The $\delta^{18}\text{O}$ value of the yellow sapphire ($\delta^{18}\text{O}=6.8\text{‰}$) is within the range of syenites, BGY magmatic sapphire, and desilicated pegmatite in mafic rocks (Umba Valley), but we cannot exclude the hypothesis of a new type of host rock for sapphire.

Colorless, grayish to transparent sapphires define three sets of $\delta^{18}\text{O}$ values, between -0.3 and 0.4‰ , at 3.1‰ , and between 14.3 and 16.5‰ , respectively. What is their mineralogical significance? Colorless sapphire can be found in every type of deposit. Crystals are not always homogenous in color, and transparent, colorless to grayish zones are found in the core and/or the outer parts of the sapphires. Sometimes recrystallization of colorless to cloudy crystals leads to the formation of colored sapphire with patchy colorless zones, but the $\delta^{18}\text{O}$ values of the different colored zones are the same (Giuliani et al. 2005). After erosion of the primary deposits, fragmentation of the crystals results in the separation of the different colored zones and mingling in gravels.

The $\delta^{18}\text{O}$ values between -0.3 and 0.4‰ are outside the range identified for primary natural corundum and, consequently, the origin of these sapphires remains unknown. The $\delta^{18}\text{O}$ value of 3.1‰ falls in the range of corundum hosted in mafic-ultramafic rocks or cordierites.

The values between 14.3 and 16.5‰ are the highest measured for Malagasy corundum, but fit with the isotopic range defined for blue to colorless gem sapphires associated with K-feldspar veins in Andranondambo (14.0 $<\delta^{18}\text{O}<15.6\text{\textperthousand}$). It overlaps slightly the isotopic range defined for sapphire from desilicated pegmatite in marbles (15.5 $<\delta^{18}\text{O}<16.4\text{\textperthousand}$), or ruby and colorless to pinkish sapphire hosted in marbles (16.3 $<\delta^{18}\text{O}<23.0\text{\textperthousand}$). These isotopic results open a debate upon the presence of such marble-type deposits in the metamorphic zones of the southern part of Madagascar, similar to those known in Tanzania and Southeast Asia (Giuliani et al. 2005).

Low values of $\delta^{18}\text{O}$ are reported in corundum from the Ilakaka placers (−0.3 $<\delta^{18}\text{O}<1.55\text{\textperthousand}$) and the Iankaroka and Ambatomena cordieritites (1.7 $<\delta^{18}\text{O}<2.9\text{\textperthousand}$). Isotopically rather light values are also found in sapphires from the feldspathic gneisses (metashale protolith) of Sahambano and Zazafotsy (5.6 $<\delta^{18}\text{O}<9\text{\textperthousand}$), but no anomalous $\delta^{18}\text{O}$ values were observed for ruby in mafic and ultramafic rocks (3.8 $<\delta^{18}\text{O}<6.1\text{\textperthousand}$). Other worldwide corundum occurrences from granulite metamorphic conditions also show low $\delta^{18}\text{O}$, including ruby in mafic granulites from Mysore (India), in gneisses from Karelia (Russia) and Harts Range (Australia), and sapphire in calcic skarn formed in gneiss from Sri Lanka (Table 2; Fig. 5). Unusually low values of $\delta^{18}\text{O}$ were reported in granulitic rocks and metasediments in the Sahara (Fourcade and Javoy 1973), Precambrian granulites from the Strangways Range and the Quairading Region in Australia (Wilson 1978; Wilson and Baksi 1983), and also for Adirondack anorthosites and related wollastonite skarn (Valley and O’Neil 1982, 1984). Wilson and Baksi (1983) proposed a variety of processes of pre-, syn- or postgranulite facies metamorphism: (1) pregranulite reaction between heated seawater and hot basic intrusives, or an initial protolith such as a fossil soil for the sapphirine–spinel–(cordierite) assemblages; (2) syn-granulite depletion in ^{18}O related to dehydration during granulite metamorphism and removal of the resultant products of partial melting with a depletion in ^{18}O by up to 2 or 3‰ for the restite; (3) postgranulite facies metamorphism with recrystallization under the effect of biotite and/or amphibole-metasomatism with depletion in ^{18}O up to 4‰. The last hypothesis initiated a debate on the role of metasomatism in the Strangways Range (Allen 1981), with finally the suggestion that a combination of two or three of these processes might have occurred (Wilson 1981; Wilson and Baksi 1983).

Discussion here will concentrate on the oxygen isotopic ranges defined for corundum in Madagascar and similar isotopic ranges found for host rocks in the Strangways Range and in other localities in the world (Fig. 5): (1) $\delta^{18}\text{O}$ values of Malagasy corundum in cordieritites overlap the $\delta^{18}\text{O}$ range for magnesio-alumi-nous rocks (cordieritites) from Australia; (2) $\delta^{18}\text{O}$ of ruby in mafic granulites from Mysore, as well as those in granulitic gneisses from Karelia and

Harts Range, are in the isotopic range defined for such rocks by Wilson and Baksi (1983); (3) corundum in metapelitic granulites in the Strangways Range is highly depleted in $\delta^{18}\text{O}$ ($2.2 < \delta^{18}\text{O} < 5.3\text{\textperthousand}$, $n=3$) as is, to a lesser extent, the Malagasy corundum in metapelitic granulites from the Sahambano and Zazafotsy deposits ($5.6 < \delta^{18}\text{O} < 9.0\text{\textperthousand}$). These wholerock $\delta^{18}\text{O}$ values are much lower than those found for Archean clastic sedimentary rocks ($8.0 < \delta^{18}\text{O} < 13\text{\textperthousand}$; Wilson and Baksi 1983) and many younger metamorphosed pelitic sediments ($15 < \delta^{18}\text{O} < 20\text{\textperthousand}$); (4) $\delta^{18}\text{O}$ values of ruby in mafic and ultramafic rocks fall within the normal $\delta^{18}\text{O}$ range determined for such host rocks (Giuliani et al. 2005), even those deposits in southern Madagascar that are linked to shear zones and alkaline metasomatism; and (5) $\delta^{18}\text{O}$ values in sapphire from the Ilakaka placers are low in the region.

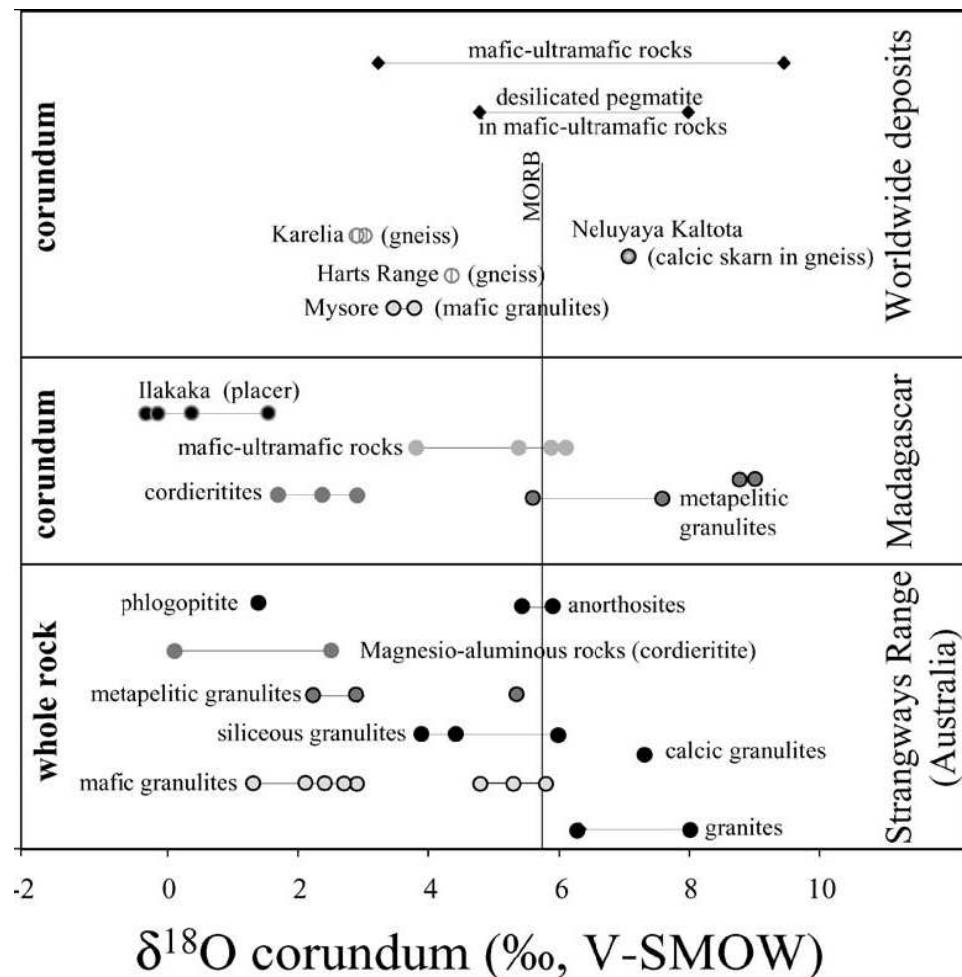


Fig. 5 $\delta^{18}\text{O}$ values of some low $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ corundum deposits from Madagascar and worldwide, compared with various groups of granulites from the Strangways Range from Australia (Wilson and Baksi 1983; Giuliani et al. 2005; this work)

The buffering of oxygen isotopic composition of corundum by its host rock (Giuliani et al. 2005) and the absence of low $\delta^{18}\text{O}$ corundum in mafic rocks strengthen the hypothesis of the

development of anomalous $\delta^{18}\text{O}$ values in pregranulite rocks such as cordierites, mafic and metapelitic granulites. All these protoliths belong to the Androyan series from southern Madagascar and future investigations of whole rocks and mineral separates from the corundum host rocks and alkaline metasomatites will help us understand this ^{18}O depletion.

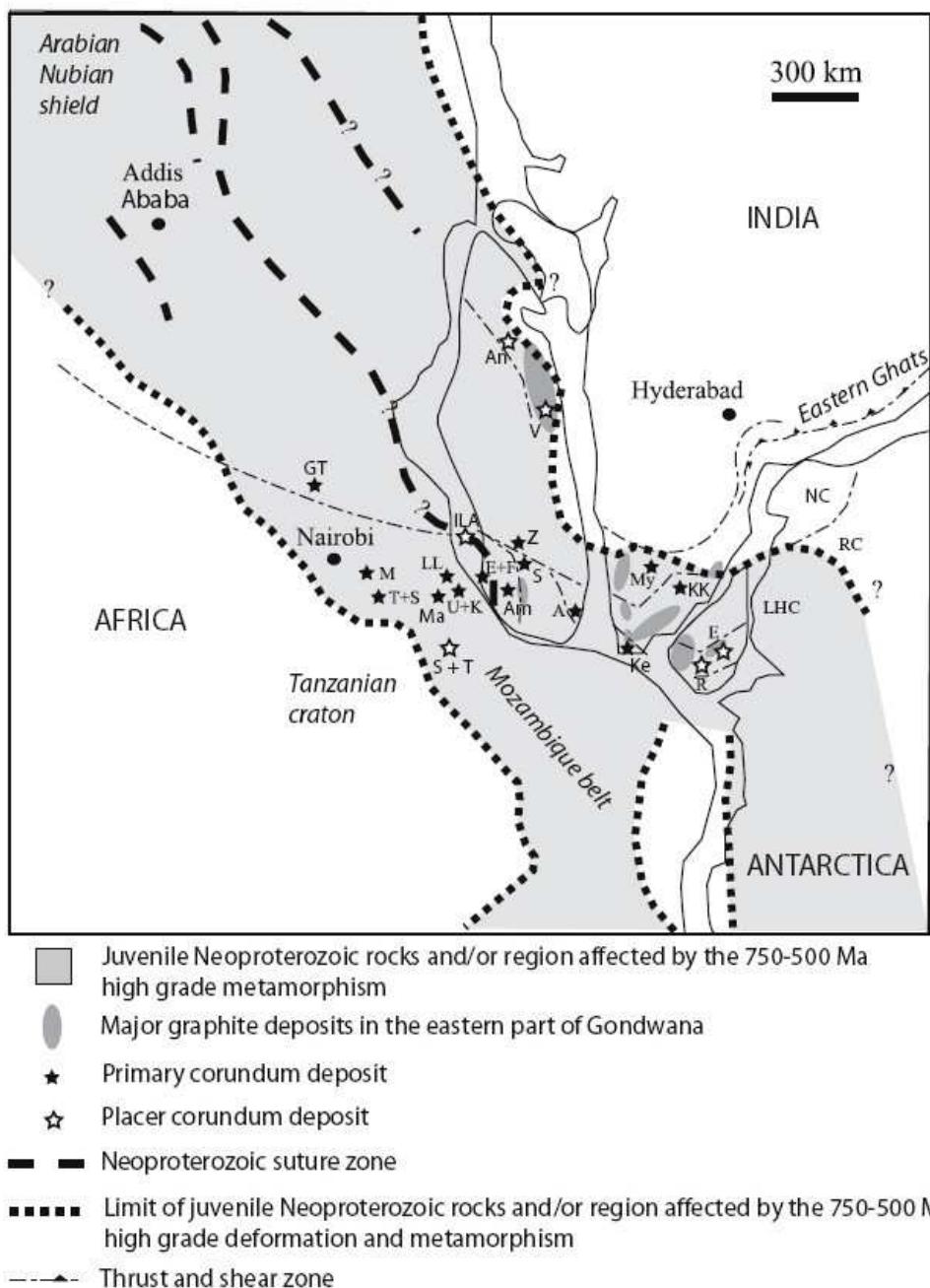


Fig. 6 Juxtaposition of Sri Lanka, India, Madagascar, and Eastern Africa in a tight fit reconstruction of Gondwana with the location of the main gem corundum deposits (modified from Lawler et al. 1998; Collins and Windley 2002; Santosh and Collins 2003). Eastern Africa: GT Garba Tula, M Mangari, T+S Twiga and Si Ndoto, LL Longido and Lonsogonoi, Ma Mahenge, U+K Umba and Kalalani, S+T Songea and Tunduru. Madagascar: ILA Ilakaka, Z Zazafotsy, S Sahambano, E+F Ejeda and Fotadrevo, Am Ambatomena, A Andranondambo. South India: My Mysore, KK Karur-Kangayam corundum belt, Ke southern Kerala. Sri Lanka: R Ratnapura, E Elahera. Antarctica are reported only the metamorphic complexes with NC Napier complex, RC Rayner complex, LHC Lützow-Holm complex

The metamorphic ruby and sapphire deposits from Madagascar present numerous geological similarities with those of East Africa (Henn and Milisenda 1997; Mercier et al. 1999b), Sri Lanka (Rupasinghe and Dissanayake 1985), and South India (Santosh and Collins 2003). Based on the correlation of gem and graphite fields, Menon and Santosh (1995) and Dissanayake and Chandrajith (1999) proposed the existence of a Neoproterozoic–early Cambrian gemstone province developed under granulitic conditions in East Gondwana. The common presence of ruby and pink sapphire in Kerala and southern Madagascar led Santosh and Collins (2003) to support the view that the Achankovil shear zone in southern India extends into the Ranotsara shear zone in Madagascar (Fig. 6). However, few studies were devoted to the petrology, mineralogy, and geochronology of the extensive mineralization associated with the formation of Gondwana.

Figure 4 compares the oxygen isotope data of gem corundum from Madagascar with those from Kenya, Tanzania, Sri Lanka, and India on the basis of data published by Giuliani et al. (2005) and this work. For primary deposits, ruby and pink sapphire group in three sets of $\delta^{18}\text{O}$ values: (1) The first group corresponds to ruby hosted in maficultramafic rocks and/or associated desilicated pegmatites found in Kenya, Tanzania, India and Madagascar; (2) The second group is defined for ruby in Kenya and Tanzania hosted in shear zones cross-cutting ultramafic lenses and pegmatites within gneisses (John Saul type deposit; Mercier et al. 1999b); and (3) The third $\delta^{18}\text{O}$ group corresponds to ruby hosted in marbles from Kenya and Tanzania. For sapphire, in Madagascar a variety of mineralization types occur, but a key feature for Sri Lanka is the presence of skarn-type deposits, and in Tanzania and Kenya sapphire is related to mafic-ultramafic rocks and syenite, respectively.

For secondary deposits, the $\delta^{18}\text{O}$ values obtained for gem corundum from the giant placers of Tanzania (Songea and Tunduru deposits), Madagascar (Ilakaka), and Sri Lanka (Ratnapura) show mingling of sapphires from several sources. Ruby and pink sapphire from Tanzania and Madagascar indicate principally a mafic and ultramafic source, while pink sapphire in Sri Lanka is probably related to skarn. In Tunduru, two $\delta^{18}\text{O}$ values of 14.9 and 15.6‰ for a ruby and a purple sapphire point to a probable origin of pegmatite hosted in marble ($15.5 < \delta^{18}\text{O} < 16.4\text{‰}$). The $\delta^{18}\text{O}$ values of sapphires from Songea, Tunduru, and Ratnapura have a wide spread in the range ($4.3 < \delta^{18}\text{O} < 17.1\text{‰}$) as already seen for Ilakaka (Fig. 4). The $\delta^{18}\text{O}$ values for sapphires in the Ratnapura placers fall in a range that indicates a skarn origin in a marble source ($10.3 < \delta^{18}\text{O} < 17.1\text{‰}$), while for Songea the isotopic range ($4.3 < \delta^{18}\text{O} < 5.9\text{‰}$) suggests an origin in a mafic rock and/or association with desilicated pegmatites. The $\delta^{18}\text{O}$ values found for

Sri Lankan sapphires, especially blue ones ($13.9 < \delta^{18}\text{O} < 15.4\text{\textperthousand}$), are within the range defined for those from Andranondambo ($14.0 < \delta^{18}\text{O} < 15.6\text{\textperthousand}$).

Conclusions

Despite the relative paucity of oxygen isotope data for Indian corundum, the $\delta^{18}\text{O}$ systematics of gem corundum in Madagascar and other countries from Gondwana have partly unraveled their geological origin. The distribution of $\delta^{18}\text{O}$ values shows that ruby from Madagascar, as in Eastern Africa, is closely related to mafic-ultramafic protoliths, but great differences exist between these two granulitic blocks of the Gondwana supercontinent:

- (1) In Kenya and Tanzania, the ruby deposits called “John Saul mine type” are characterized by shear zones developed in mafic and ultramafic lenses and pegmatites contained in gneiss; these are unknown in Madagascar, Sri Lanka, and India. The Morogoro and Mahenge ruby deposits hosted in Tanzanian marbles (Hänni and Schmetzer 1991), similar to those found in Southeast Asia, have also not been described from Madagascar, Sri Lanka, or India. For this type of deposit, ruby mineralization is restricted to peculiar impure marble horizons, which contained evaporitic layers (Garnier 2003). The presence of evaporites is the key to understanding the formation of such ruby, and future study of the chemistry of marble-hosted metasedimentary series from southern Madagascar will be of interest in the search for new ruby deposits.
- (2) In Madagascar, as in Sri Lanka, sapphire hosted in skarn is one of the most important primary deposit types. The isotopic composition of the different types of sapphire from Andranondambo is controlled by the initial premetamorphic isotopic composition of marble. The higher $\delta^{18}\text{O}$ found for sapphire in the Ratnapura placers may be related to skarns developed in marble (Silva and Siriwardena 1988), as shown for the blue gem sapphires associated with K-feldspar veins from Andranondambo. Also, a new type of ruby and polychrome sapphire described from southern Madagascar, with typically very low $\delta^{18}\text{O}$ values ($1.7 < \delta^{18}\text{O} < 2.9\text{\textperthousand}$), is so far unique worldwide.
- (3) Sapphire deposits linked to syenite are limited to the Garba Tula deposit in Kenya and Beforona in Madagascar. The prospection for such deposits in the southeastern coastal part of Madagascar containing syenitic bodies is a new opportunity for gem exploration.
- (4) Giant placer deposits from Sri Lanka, Madagascar, and Tanzania have a large variety of colored sapphire and ruby with a large variation in $\delta^{18}\text{O}$ due to mingling of corundum of different origin: mafic and ultramafic protoliths for ruby and blue sapphire, and skarn in marbles for blue sapphire are the main sources for these placers.

Acknowledgements

This study was supported by the cooperative program IRD-University of Antananarivo-Faculté des Sciences entitled “Caractérisation géologique et gemmologique des gisements de rubis et saphirs de Madagascar.” The authors wish to thank IRDUMR154 LMTG, CRPG/CNRS, Ministère des Mines de Madagascar (PGRM program), SUREC for financial or logistical support. We are very grateful to F. Jarrige and Ch. Feller, former and actual representative of the IRD at Antananarivo, respectively, and A.L. Razafinjara, Director of the Malagasy Research at the MENRS at Antananarivo, for administrative and logistic support in the development of the IRD-University of Antananarivo scientific program.

References

- Ackermann D, Windley BF, Razafiniparany A (1989) The Precambrian mobile belt of southern Madagascar. In: Daly JS, Cliff RA, Yardley BWD (eds) Evolution of metamorphic belts. Geol Soc Spec Pub 43:293–296
- Allen AR (1981) Origin of hydrous cordierite and isotopically light oxygen in granulite-facies rocks, Strangways Range, Central Australia. Mineral Mag 44:63–66
- Andriamamonjy SA (2006) Les corindons associés aux roches métamorphiques du Sud ouest de Madagascar: le gisement de saphir de Zazafotsy. MSc. thesis, Antananarivo University, Madagascar, pp 103
- Andriamarofahatra J, de La Boisse H (1986) Premières datations sur zircons du métamorphisme granulitique dans le Sud-Est de Madagascar. In: Abstracts Program 11ème Réunion des Sciences de la Terre, Clermont-Ferrand, p 3
- Besairie H (1966) Gîtes minéraux de Madagascar. Annales Géologiques de Madagascar, Fascicule XXXIV, Tananarive, p 437
- Besairie H (1967) The Precambrian of Madagascar. In: Rankama S (ed) The Precambrian. Interscience, London, pp 133–142
- Besairie H, Collignon M (1972) Géologie de Madagascar. Annales Géologiques de Madagascar. Presse Nationale de Tananarive, p 463
- Boulvais P, Fourcade S, Gruau G, Moine B, Cuney M (1998) Persistence of pre-metamorphic C and O isotopic signatures in marbles subject to Pan-African granulite-facies metamorphism and U–Th mineralization (Tranomaro, Southeast Madagascar). Chem Geol 150:247–262
- Collins AS, Windley BF (2002) The tectonic evolution of Central and Northern Madagascar and its place in the final assembly of Gondwana. J Geol 110:325–339
- Devouard D, Raith M, Rakotondrazafy R, El-Ghazzi M, Nicollet C (2002) Occurrence of musgravite in anorthite–corundum–spinel–sapphirine rocks (sakenite) from South Madagascar: evidence for a high-grade metasomatic event. In: Proceedings of the 18th general meeting of the IMA, September 2002, Edinburgh, p 1
- de Wit MJ (2003) Madagascar: heads it's a continent tails it's an island. Earth Planet Sci 31:213–248
- de Wit MJ, Bowring SA, Ashwal LD, Randrianasolo LG, Morel VPI (2001) Age and tectonic evolution of Neoproterozoic ductile shear zones in southwestern Madagascar with implications for Gondwana studies. Tectonics 20:1–45

- Dissanayake CB, Chandrajith R (1999) Sri-Lanka–Madagascar Gondwana linkage: evidence for a Pan-African mineralized belt in Sri Lanka. *J Geol* 197:223–235
- Dunaigre Ch (2005) Gemmological characterization of sapphires from Ilakaka (Madagascar). Report Gubelin Institute, p 41
- extraLapis (2001) Madagascar: a mineral and gemstone paradise. In: extraLapisEnglishNo. 1, JarnotMDJ, NeumeierGA, SimmonsWB, Staebler GA (eds) ChristianWise Verlag, Munich, Germany, p 97
- Fallick AE, Schorscher HD, Machado MMG, Monteiro RM, Ellam RM (1994) A review of stable isotope ($\delta^{18}\text{O}$, δD) studies of emerald deposits in Brazil. In: Proceedings of the annual meeting of the Mineral Deposit Studies Group, Exeter, p 411
- Fourcade S, Javoy M (1973) Rapports ^{18}O / ^{16}O dans les roches du vieux socle catazonal d’In Ouzzal (Sahara algérien). *Contrib Mineral Petrol* 42:235–244
- Garnier V (2003) Les gisements de rubis associés aux marbres de l’Asie Centrale et du Sud-est: Genèse et caractérisation isotopique. Ph.D. thesis, Institut National Polytechnique de Lorraine, Nancy, France, p 371
- Garnier V, Giuliani G, Ohnenstetter D, Schwarz D (2004) Saphirs et rubis. Classification des gisements de corindon. *Le Règne Minéral* 55:4–47
- Garnier V, Ohnenstetter D, Giuliani G, Fallick AE, Phan Trong T, Hoang Quang V, Pham Van L, Schwarz D (2005) Age and genesis of sapphires from the basaltic province of Dak Nong, Southern Vietnam. *Mineral Mag* 69(1):21–38
- Giuliani G, France-Lanord C, Coget P, Schwarz D, Cheilletz A, Branquet Y, Giard D, Pavel A, Martin-Izard A, Piat DH (1998) Oxygen isotope systematics of emerald—relevance for its origin and geological significance. *Mineralium Deposita* 33: 513–519
- Giuliani G, Fallick AE, Garnier V, France-Lanord Ch, Ohnenstetter D, Schwarz D (2005) Oxygen isotope composition as a tracer for the origins of rubies and sapphires. *Geology* 33(4):249–252
- Hänni HA, Schmetzer K (1991) New rubies from the Morogoro area, Tanzania. *Gems Gemol* 27(3):156–167
- Henn U, Milisenda CC (1997) Neue Edelsteinvorkommen in Tansania: die Region Tunduru-Songea. *Z Dtsch Gemmol Ges* 46(1):29–43
- Irving A (1986) Polybaric magma mixing in alkali basalts and kimberlites; evidence from corundum, zircon and ilmenite megacrysts. *Abstracts Geol Soc Austr* 16:262–264
- Koivula JI, Kammerling RC, Fritsch E (1992) Sapphires from Madagascar. *Gems Gemol* 38:203–204
- Kröner A (1984) Late Precambrian plate tectonics and orogeny: a need to redefine the term Pan-African. *Afr Geol* 5:23–28
- Lacroix A (1922a) Minéralogie de Madagascar. Tomes 1, 2, 3. In: Challamel A (ed) Paris
- Lacroix A (1922b) Sur une syénite à corindon et sillimanite formée par endomorphisme de granite. *C R Acad Sci* 174:899–904
- Lacroix A (1941) Les gisements de phlogopites de Madagascar et les pyroxénites qui les renferment. *Ann Géol Serv Mines Madagascar*, fasc XI:7–37
- Laurs BM, Pezzotta F, Simmons WB, Falster AU, Muhlmeister S (2002) Rhodizite-Londonite from the Antsongombato pegmatite, Central Madagascar. *Gems Gemol* 38(4):326–339
- Laurs BM, Simmons WB, Rossman GR, McClure SF, Peretti A, Armbruster T, Hawthorne FC, Falster AU, Günther D, Cooper MA, Grobety B (2003) Pezzottaite from Ambatovita, Madagascar: a new gem mineral. *Gems Gemol* 39(3):284–301
- Lawler LA, Gahagan LM, Coffin MF (1992) The development of palaeoseaways around Antarctica. In: Kennett JP, Warnke DA (eds) The Antarctic paleoenvironment: a perspective on global change. Pt1 V56. Antarctic Research Series. American Geophysical Union, Washington DC, pp 7–30

- Lawler LA, Gahagan LM, Dalziel IWD (1998) A tight-fit early Mesozoic Gondwana: a plate reconstruction perspective. *Mem Natl Inst Polar Res Tokyo* 53:214–229
- Martelat JE, Nicollet C, Lardeaux JM, Rakotondrazafy R (1997) Lithospheric tectonic structures developed under high-grade metamorphism in the Southern part of Madagascar. *Geodin Acta* 10:94–117
- Martelat JE, Lardeaux JM, Nicollet C, Rakotondrazafy R (2000) Strain pattern and late Precambrian deformation history in southern Madagascar. *Precambrian Res* 102:1–20
- Melluso L, Morra V (2000) Petrogenesis of late Cenozoic mafic alkaline rocks of the Nosy Be Archipelago (northern Madagascar); relationships with the Comorean magmatism. *J Volcanol Geotherm Res* 96:129–142
- Melluso L, Morra V, Brotzu P, D'Antonio M, Bennio L (2001) The Cretaceous igneous province of Madagascar: geochemistry and petrogenesis of lavas and dykes from the central-western sector. *J Petrol* 42:1249–1278
- Menon RD, Santosh M (1995) The Pan-African gemstone province of East Gondwana. *J Geol Soc India* 34:357–371
- Mercier A, Rakotondrazafy M, Ravolomiandrinarivo B (1999a) Ruby mineralization in Southwest Madagascar. *Gondwana Res* 2 (3):433–438
- Mercier A, Debat P, John Saul M (1999b) Exotic origin of the ruby deposits of the Mangari area in SE Kenya. *Ore Geol Rev* 14:83–104
- Moine B, Rakotondratsima C, Cuney M (1985) Les pyroxénites à urano-thorianite du Sud-Est de Madagascar: conditions physico-chimiques de la métasomatose. *Bull Minéral* 108: 325–340
- Moine B, Chan Peng Ch, Mercier A (2004) Rôle du fluor dans la formation des gisements d'émeraude de Mananjary (Est de Madagascar). *C R Geosci* 336:513–522
- Nicollet C (1985) Les gneiss rubanés à cordiérite et grenat d'Ihosy: un marqueur thermobarométrique dans le sud de Madagascar. *Precambrian Res* 28:175–185
- Nicollet C (1986) Saphirine et staurotide riche en magnésium et chrome dans les amphibolites et anorthosites à corindon du Vohibory Sud, Madagascar. *Bull Mineral* 109:599–612
- Nicollet C (1990) Crustal evolution of the granulites of Madagascar. In: Vielzeuf D, Vidal Ph (eds) *Granulites and crustal evolution*. Dordrecht, Kluwer, pp 291–310
- Offant Y (2005) Caractérisation pétrographique et minéralogique du gisement à saphir de Sahambano (Madagascar). Master thesis, University Paul Cézanne, p 33
- Paquette JL, Nédélec A, Moine B, Rakotondrazafy M (1994) U–Pb single zircon Pb-evaporation and Sm–Nd isotopic study of a granulite domain in SE Madagascar. *J Geol* 102:523–538
- Pezzotta F (2005) Rubini e zaffiri: corindoni policromi di Amboarohy, Ihosy, Madagascar. *Riv Mineral Ital* 2:116–124
- Pili E, Ricard Y, Lardeaux JM, Sheppard SMF (1997a) Lithospheric shear zones and mantle-crust connections. *Tectonophysics* 280:15–29
- Pili E, Sheppard SMF, Lardeaux JM, Martelat JE, Nicollet C (1997b) Fluid flow versus scale of shear zones in the lower continental crust and the granulite paradox. *Geology* 25:15–18
- Rakotondrazafy M (1995) La hibonite (CaAl_1O_19) du sud-est de Madagascar. Caractères et modalités de formation dans les skarns à thorianite du faciès granulite. Ph.D. thesis, University Toulouse III, Antananarivo, p 195
- Rakotondrazafy M, Moine B, Cuney M (1996) Mode of formation of hibonite (CaAl_1O_19) within the U–Th skarns from the granulites of S–E Madagascar. *Contrib Mineral Petrol* 123:190–201
- Rakotosamizanany S (2003) Les gisements de rubis de Soamiakatra: caractères minéralogiques - gemmologiques - conditions de formation (au Sud d'Antanifotsy). MSc. thesis, University of Antananarivo, p 74
- Rakotosamizanany S, Rakotondrazafy M, Giuliani G, Ohnenstetter D, Moine B (2005) Les gisements de rubis de Soamiakatra: caractères minéralogiques, gemmologiques et

- conditions de formation. In: Forum de la Recherche, Ministère de l'Education Nationale et de la Recherche Scientifique, 30 mars–1 avril 2005, Toamasina, résumé, p 82
- Ralantsoarison LT (2006) Les corindons associés aux roches métamorphiques du Sud de Madagascar: le gisement de saphirs de Sahambano (Sud-Est d'Ihosy). MSc. Thesis, University of Antananarivo, Madagascar, p 100
- Ramdohr R, Milisenda CC (2004) Neue Vorkommen von saphirseifenlager stätten auf Nosy-Bé, Madagaskar. Z Dtsch Gemmol Ges 53(4):143–158
- Rantoanina M (1962) Carte Géologique 1: 100.000 Feuille Moramanga-Lakato S-47, Service Géologique de Madagascar, Antananarivo, Madagascar
- Ravolomiandrinarivo B, Rakotondrazafy M, Moine M (1997) Pétrographie des roches à saphir de la région d'Andranondambo, S–E de Madagascar. In: Proceedings UNESCO-IUGS-IGCP 348/368 International Symposium and Field Workshop on Proterozoic Geology of Madagascar, p 2
- Razanatseheno MO, Rakotondrazafy M, Ravololomiandrinarivo B, Moine B, Giuliani G, Ohnenstetter D, Ralantsoarison T, Andriamamonjy A (2005) Pétrographie des roches à rubis et à saphir du socle cristallin métamorphique du sud de Madagascar. In: Forum de la Recherche, Ministère de l'Education Nationale et de la Recherche Scientifique, 30 mars–1 avril 2005, Toamasina, Madagascar, Résumé, p 81
- Rupasinghe MS, Dissanayake CB (1985) Charnockites and the genesis of gem minerals. Chem Geol 53:1–16
- Santosh M, Collins AS (2003) Gemstone mineralization in the Palghat–Cauvery shear zone system (Kakur–Kangayam belt), Southern India. Gondwana Res 6(4):911–918
- Schwarz D (1994) Emeralds from the Mananjary region, Madagascar: internal features. Gems Gemol 30(2):88–101
- Schwarz D, Schmetzer K (2001) Rubies from the Vatomandry area, eastern Madagascar. J Gem 27(7):409–416
- Schwarz D, Petsch EJ, Kanis J (1996) Sapphires from the Andranondambo region, Madagascar. Gems Gemol 32:80–99
- Schwarz D, Kanis J, Schmetzer K (2000) Sapphires from Antsiranana Province, Northern Madagascar. Gems Gemol 36(3):216–233
- Seifert AV, Hyrsl J (1999) Sapphire and garnet from Kalalani, Tanga province, Tanzania. Gems Gemol 35:108–120
- Sharp ZD (1990) A laser-based microanalytical method for the in-situ determination of oxygen isotope ratios of silicates and oxides. Geochim Cosmochim Acta 54:1353–1357
- Silva KKMW, Siriwardena CHER (1988) Geology and the origin of the corundum-bearing skarn at Bakamuna, Sri Lanka. Mineralium Deposita 23:186–190
- Simonet C, Paquette JL, Pin C, Lasnier B, Fritsch E (2004) The Dusi (Garba Tula) sapphire deposit, Central Kenya—a unique Pan-African corundum-bearing monzonite. J Afr Earth Sci 38:401–410
- Solesbury F (1967) Gem corundum pegmatites in NE Tanganyika. Econ Geol 62:983–991
- Sutherland FL, Coenraads RR (1996) An unusual ruby–sapphire–saphirine–spinel assemblage from the Tertiary Barrington volcanic province, New South Wales, Australia. Mineral Mag 60:623–638
- Sutherland FL, Hoskin PWO, Fanning CM, Coenraads RR (1998) Models of corundum origin from alkali basalt terrains: a reappraisal. Contrib Mineral Petrol 133:356–372
- Sutthirat C, Saminpanya S, Droop GTR, Henderson CMB, Manning DAC (2001) Clinopyroxene–corundum assemblages from alkali basalt and alluvium, eastern Thailand: constraints on the origin of Thai rubies. Mineral Mag 65:277–295
- Upton BGJ, Hinton RW, Aspen P, Finch A, Valley JW (1999) Megacrysts and associated xenoliths: evidence for migration of geochemically enriched melts in the upper mantle beneath Scotland. J Petrol 40:935–956

- Valley JW, O'Neil JR (1982) Oxygen isotope evidence for shallow emplacement of Adirondack anorthosite. *Nature* 300:497–500
- Valley JW, O'Neil JR (1984) Fluid heterogeneity during granulite facies metamorphism in the Adirondacks: stable isotope evidence. *Contrib Mineral Petrol* 85:158–173
- Wilson AF (1978) Hydrous cordierite with isotopically light oxygen from granulites, Strangways range, central Australia. *Mineral Mag* 42:89–92
- Wilson AF (1981) Origin of hydrous cordierite-a reply. *Mineral Mag* 44:67–68
- Wilson AF, Baksi AK (1983) Widespread ^{18}O depletion in some Precambrian granulites of Australia. *Precambrian Res* 23:33–56
- Yui TF, Wu C-M, Limkatrun P, Sricharn W, Boonsoong A (2006) Oxygen isotope studies on placer sapphire and ruby in the Chanthaburi–Trat alkali basaltic gemfield, Thailand. *Lithos* 86:197–211

DISCUSSION ET CONCLUSION

DISCUSSION ET CONCLUSION

Les gisements de corindon de Zazafotsy et d’Ambatomena se trouvent dans des terrains granulitiques de haute température du Sud de Madagascar. Pendant les évènements panafricains, la formation de domaine granulitique du Sud de Madagascar a été liée aux raccourcissements continentaux Est- Ouest (Martelat et al., 2000 ; Collins et al., 2006 ; Emmel et al, 2008) qui ont formé les différentes structures ductiles comme des zones de cisaillement et les failles.

La zone de cisaillement de Beraketa qui passe par Ambatomena et se connecte avec celle de Lamboany. Ces structures ductiles sont considérées comme des indices de collisions des différents blocs tectoniques du Sud de Madagascar. La région d’Ihosy montre une structure composée d’une déflexion des zones de cisaillement de Beraketa, d’Ihosy et de Zazafotsy (Randrianasolo, 2009). L’origine des gisements de corindon dans notre secteur d’étude est lié aux réseaux des zones de cisaillement soit majeur soit mineur associées à des différents plissements et des fractures. Ces différentes structures tectoniques ont été dûes aux mouvements Est-Ouest durant l’orogénèse Est-Africain provoquant des déformations majeures et reprises par des autres phases de déflation tardipanafricains. Les activités de ces zones de cisaillement ont entraîné des importantes circulations de fluide, la formation des roches métasomatiques et la minéralisation en corindon.

Le gisement de saphir de Zazafotsy se présente sous la forme de lentilles constituées par des gneiss feldspathiques. Elles sont encaissées dans des leptynites alumineuses. Le saphir se trouve généralement dans les faciès métasomatiques (gneiss biotitisés et biotites) où il est associé au feldspath potassique, au plagioclase, à la sillimanite, à la biotite, au grenat et au spinelle. Les saphirs se présentent en cristaux bien automorphes (prismes hexagonaux et tabulaires) et de taille variable (millimétriques à pluricentimétriques). Quelques échantillons montrent une surface à aspect luisant qui évoque l’existence d’une dissolution minérale. Les cristaux sont multicolores : de couleur rose, fuchsia, rouge, bleu foncé, bleu clair, gris bleu, orange, violine et marron. Les éléments chromophores responsables de ces différentes couleurs qui ont été puisés dans les fluides comme solutés sont les suivants : Fe, Cr, Ti, Ga, Mg. La variation de la couleur des saphirs est généralement fonction de la variation du rapport Fe/Cr avec une teneur en chrome variable et une teneur en fer quasiment constante. La teneur moyenne en Fe_2O_3 varie de 2320 à 3300 ppm ; la teneur en Cr_2O_3 est comprise entre 300 et 1890 ppm. Les inclusions solides dans le saphir sont le zircon, le feldspath potassique, le plagioclase, la biotite et la sillimanite.

La genèse du gisement de saphir de Zazafotsy est reliée à la circulation de fluides, dans lesquels OH et F sont les ligants, qui ont métasomatisé les roches hôtes du corindon. Des réactions de désilicification ont affecté les protolithes entraînant ainsi l'enrichissement du fluide en aluminium et en éléments traces (Fe, Cr, V, Ti, Ga, Mg). Ces éléments ont permis la cristallisation des minéraux alumineux tels le saphir, le grenat et le spinelle.

Les quatre gisements de corindon d'Ambatomena sont constitués par plusieurs lentilles de cordiérites et pyroxénites (G1, G2), de saphirinites (G3, G4) et plagioclasites (G4) qui sont encaissées dans des leptynitiques à grenat. Cet ensemble est orienté globalement suivant une direction comprise entre N25 à N45 avec un pendage de 75NE. Les protolithes dans G1 sont constitués par des gneiss à pyroxène et des charnockites. Les charnockites se présentent sous deux faciès : un protolithe du départ et un faciès biotitisé à la bordure. Des veinules de phlogopites peuvent être observées dans certaines roches. Par ailleurs, des filons de pegmatites recoupent l'ensemble.

La minéralisation à corindon est contenue dans des pyroxénites, des cordiérites, des saphirinites et des plagioclasites. Le coridon est associé aux : spinelle, feldspath potassique, plagioclase, pyroxène, saphirine, phlogopite, sillimanite, cordiérite, sphène, hibonite et rutile. Certaines roches présentent des textures orbiculaires. Elles sont formées, d'une part, soit par un noyau à corindon entouré par une couronne de spinelle soit par un noyau à spinelle entouré par une couronne de saphirine (pour les cordiérites et les pyroxénites), et d'autre part elles sont constituées d'un noyau de corindon entouré par une couronne de spinelle (cas des plagioclasites).

Le rubis a une couleur rouge profond à rose et une taille variable (1mm x 0,8mm à 4cm x 6,5cm). Il forme la majeure partie des corindons d'Ambatomena, on peut les trouver dans les quatre gisements. Il montre une importante teneur en chrome comprise entre 1173 et 7140 ppm et une teneur relativement faible en fer entre 1903 et 5132 ppm.

Des saphirs polychromes et blancs sont rencontrés uniquement dans le gisement N°4. Les saphirs polychromes sont disséminés dans des saphirinites phlogopitisés. Ils sont automorphes, de petite taille et montrent un habitus prismatique hexagonal bipyramidal court ou long. Leur couleur est formée par l'alternance des bandes orange-jaune-mauve ou rouge-orange à bleu-vert clair. Le saphir blanc se trouve dans les plagioclasites. Il se présente en cristaux rond-allongés et enveloppés par du spinelle. Il montre une texture orbiculaire dans les plagioclasites. Les analyses chimiques des saphirs blancs révèlent une teneur en fer entre 2670 et 3013 ppm, et en chrome allant de 1381 et 2496 ppm. La teneur en titane est en moyenne de 375 ppm. Il est généralement entouré par des couronnes de spinelle et de saphirine.

La minéralisation est associée à la transformation métasomatique du protolith initial probablement mafique à ultramafique par la circulation des fluides. Les faciès métasomatiques correspondent à des pyroxénites, des cordiérites phlogopitisées, des grenatites, des saphirinites phlogopitisés et des plagioclases. La métasomatose est essentiellement potassique et se matérialise par la présence de veines ou de lentilles à cordiérite et des veines à phlogopite contenues dans les roches ultrabasiques.

L'étude géochimique des éléments majeurs et des Terres Rares des roches minéralisées et des roches hôtes des saphirs montrent d'une part, que le protolith de la minéralisation est d'origine sédimentaire (schiste noir ou marne), et d'autre part, que d'importants transferts des fluides ont eu lieu au contact entre les lentilles de gneiss feldspathiques (Zazafotsy), de pyroxénites, de cordiérites, de saphirinites et de plagioclases (Ambatomena) et les leptynites provoquant la métasomatose des faciès originels. Ces phénomènes d'interaction fluide-roche se matérialisent par la mobilisation de certains éléments majeurs comme l'aluminium et le fer mais aussi d'éléments traces comme le chrome et les Terres Rares (enrichissement en Terres Rares légères de la plupart des faciès) ainsi que d'une importante biotitisation et phlogopitisation.

Du point de vue minéralogique, les données analytiques du fluor dans des minéraux des roches métasomatiques du gisement de Zazafotsy est légèrement faible que ceux d'Ambatomena ($F_{\text{Zazafotsy}} = 0,28\text{-}0,96\% \text{ poids} < F_{\text{Ambatomena}} = 1,95\text{-}5,81\% \text{ poids}$). La phlogopite d'Ambatomena est très magnésienne avec un rapport $\text{XMg} = 0,64\text{-}0,92$, le rapport en XMg de la biotite de Zazafotsy varie de 0,43 à 0,54. L'abondance des micaschistes dans les gisements de corindon de ces deux secteurs permettent de démontrer l'importance de fluides sur la formation des corindons. Les compositions en alumine et en magnésium dans des spinelles d'Ambatomena ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 59,11\text{-}68,59\% \text{ poids} ; \text{XMg} = 0,439\text{-}0,833$) sont plus élevées que celles de Zazafotsy ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 58,20\text{-}58,46\% \text{ poids} ; \text{XMg} = 0,14\text{-}0,18$). Les compositions de grenats dans les deux secteurs sont différentes, le grenat du gisement de Zazafotsy est beaucoup plus riche en almandin par rapport à celui d'Ambatomena qui est de composition almandin-pyrope. L'origine de fluides impliqués dans la formation des ces gisements sont de nature différente mais ils sont riches en éléments (éléments chromophore, alumine) favorable à la cristallisation de corindon. La présence de saphirine dans les gisements d'Ambatomena montre que ces gisements sont formés dans une zone à de granulite à haute température. La saphirine est très magnésienne et alumineuse avec un rapport XMg comprise entre 0,75 et 0,97.

Les plagioclases à corindon d'Ambatomena sont caractérisés par la présence d'hibonites. Au microscope, le spinelle se développe autour de la hibonite alors que celle de Tranomaro montre une structure coronitique autour du corindon (figure en annexe 9). Contrairement aux conditions de formations des hibonites de Tranomaro qui cristallisent à partir du corindon ou du spinelle durant la retromorphose (Rakotondrazafy, 1995), les hibonites d'Ambatomena pourraient disparaître avec l'augmentation de la température par leur déstabilisation pour se transformer en spinelle. Elles se sont formées probablement avant la cristallisation du corindon. Probablement, la hibonite serait responsable des Terres Rares qui ont circulé dans le fluide aussi que de Ca.

D'après les analyses chimiques effectuées sur les corindons, la présence des variétés de couleur peut être reliée étroitement avec la variation de la teneur en éléments chromophores, notamment le chrome, au sein des protolithes et du fluide. Les éléments chimiques lessivés de ces roches ont été transportés par le fluide. L'analyse chimique des minéraux confirme l'importance du fluor associé au fluide minéralisateur dans le transport des ces éléments (aluminium et éléments chromophores) pour la cristallisation des saphirs.

La datation ^{40}Ar - ^{39}Ar réalisée sur les micas a donné indirectement des âges de formation des saphirs et rubis de nos secteurs d'étude. Les datations argon des gisements de Zazafotsy et d'Ambatomena ont mis en évidence deux âges voisins : (1) le gisement de Zazafotsy est daté à 494 ± 5 Ma et (2) ceux d'Ambatomena ont un âge autour de 487 ± 4 Ma.

Par ailleurs, les valeurs des analyses isotopiques de l'oxygène des saphirs multicolores de Zazafotsy sont identiques quelque soit la couleur ($\delta^{18}\text{O} = 8,9\text{--}9,0\text{\textperthousand}$), les valeurs des analyses isotopiques de l'oxygène de corindon d'Ambatomena sont constantes ($\delta^{18}\text{O} = 2,9\text{\textperthousand}$). Elles indiquent une même origine génétique pour le fluide en équilibre avec les corindons.

D'une manière générale, le principal facteur qui contrôle la cristallisation des corindons dans les gisements de Zazafotsy et d'Ambatomena est l'interaction fluide-roche. Chaque gisement est caractérisé par des réactions métasomatiques légèrement différentes selon la nature des protolithes. Le gisement de saphir de Zazafotsy montre un assemblage plus basse pression : corindon, biotite, spinelle, feldspath potassique, plagioclase, grenat, sillimanite. Les gisements de rubis et saphirs d'Ambatomena présentent des importants assemblages à haute température et à forte pression de CO_2 (milieu de cristallisation anhydre avec des minéraux tels que le saphirine, l'orthopyroxène, le clinopyroxène, la sillimanite et la cordiérite). La métasomatisme est caractérisée par une importante phase de rétromorphose du métamorphisme. Les phases

caractéristiques de la rétromorphose observée à Ambatomena affectent le corindon qui s'est déstabilisé en spinelle (cordiérites, pyroxénites, plagioclases). La déstabilisation de corindon associé aux saphirinites pourrait également aboutir à la formation de feldspath et de saphirine ou de sillimanite et de saphirine.

Les études des inclusions fluides dans les minéraux constituent des observations directes de la nature des fluides qui ont participé à la pétrogenèse et la métallogenèse de ces gisements. Nous savons que le grenat et le corindon sont parmi les minéraux très adaptés pour de telles études. Les travaux de Rakotondrazafy (1995), Rakotondrazafy et al., (1996), Ramambazafy (1998) et Rakotovao (2009) en sont les témoins. Malheureusement, nous n'avons pas encore pu réaliser les travaux sur les inclusions. Pourtant, la présence des inclusions primaires et pseudo-secondaires dans ces deux minéraux est adéquate à leur utilisation. Pour notre travail, nous utilisons uniquement les compositions des minéraux formés dans nos roches pour l'estimation de la composition des fluides responsables à la formation de nos minéraux. Nous déduisons que les fluides sont aqueux (eastonite, phlogopite, pargasite, titanite). K^+ , Ca^+ et terres rares légères (hibonite) sont parmi les solutés présents. Fluor (fluor-pargasite et fluor-phlogopite), bore (tourmaline) et rare chlore sont les ligands du fluide.

Cette étude apporte beaucoup d'information sur la modalité de formation des gisements de corindon, la relation entre la minéralisation les activités de différentes structures tectoniques majeures dans le Sud de Madagascar et également l'importance des fluides sur les processus métasomatiques dans les domaines granulitiques. Ces études sont loin d'être terminées, il serait nécessaire d'effectuer d'autres recherches approfondies (datations, inclusions fluides) sur les caractéristiques physicochimiques de la formation de ces gisements de type métamorphique et à métasomatose alcaline de haute température.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Altherr, R., Okursch, M. & Bank, H.** (1982) - Corundum and kyanite-bearing anatexites from the Precambrian of Tanzania. *Lithos*, 15, pp. 191-197.
- Andriamamonjy, S. A.** (2006) - Les corindons associés aux roches métamorphiques du Sud - ouest de Madagascar : le gisement de saphir de Zazafotsy. *Mémoire de DEA, Université d'Antananarivo*, 103 p.
- Anthony, J. W., Bideaux, R. A., Bladh, K.W. & Nichols, M.C.** (1997) - Handbook of Mineralogy, vol. III, Halides, Hydroxides, Oxides. *Mineral Data Publishing Tucson, Arizona*, p.139.
- Atkison, D. & Kothavala, R. Z.** (1983) - Kashmir sapphire. *Gems & Gemology*, 19, pp. 64-76.
- Barr, S. M. & Mc Donald, A. S.** (1979) - Palaeomagnetism, age and geochemistry of late Cenozoic basalts of Southeast Asia. *Geological Society of America Bulletin*, 22, pp. 1069-1142.
- Berman, R.G.** (1988) - Internally-consistent thermodinamic data for stoichiometric minerals in the system $\text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O} - \text{CaO} - \text{MgO} - \text{FeO} - \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{TiO}_2 - \text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2$. *Journal of Petrology*, 29, pp. 445-522.
- Berman, R.G.** (1991) - Thermobarometry using equilibrium calcultions : a new technique with petrologic applications. *Canadian Mineralogist*, 29, pp. 833 – 855.
- Bésairie, H.** (1964) - Les géochronologie de Madagascar en 1964. *Rapport annuel service géol Madagascar*, pp. 23-25
- Bésairie, H.** (1967) - The Precambrian of Madagascar. In: *Rankama (Ed), The precambrian. Intescence Publ., London*: 9.
- Boger, S. D. & Miller J. M.** (2004) - Terminal suturing of Gondwana and the onset of the Ross-Delamerian Orogeny: the cause and effect of an Early Cambrian reconfiguration of plate motions. *Earth and Planetary Science Letters* 219(1-2): 35-48.
- Bohlen, S. R., Dollase W. A. & Wall, V. J.** (1996) - Calibration and Applications of spinel Equilibria inThe system FeO – Al₂O₃ – SiO₂. *Journal of Petrology*, 27 (5), pp. 1143-1156.
- Chan Peng, C.** (2003) - Modalité de formation des gisements d'émeraude de Mananjary (Est de Madagascar). *Doctoral Thesis. University Paul Sabatier, Toulouse, France*, 152 p.
- Clabaugh, S. E.** (1952) - Corundum deposits of Montana. US. *Geological Survey Bulletin*, 983, 100p.
- Cartwright, J. & Barnicoa, A. C.** (1986) - The generation of quartz normative melts and corundum-bearing restites by crustal anatexis : petrogenetic modelling base on an exemple from the Lewisian of North-West Scotland. *Journal of Metamorphic Geology*, 3, pp. 79-99.
- Cesbron, F., Lebrun, P., Le Cleac'H, J. M., Notari, F., Crobon, C. & Deville, J.** (2002) - Corindon et Spinelles. *Minéraux et Fossiles, hors-série 15*, 104p.
- Coenraads, R. R., Sutherland, F. L. & Kinny, P. D.** (1990) - The origin of sapphire : U-Pb dating of zircon inclusions sheds new light. *Mineralogical Magazine*, 54, pp. 133-122.
- Coleman, R. G., Lee, D. E., Beatty, L. B., Brannock, W. W.** (1965) - Eclogites and eclogites : their differences and similarities. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 76, 483-580.
- Collins, A. S., Kröner, A., Razakamanana, T. & Windley, B. F.** (2000) - The tectonic architecture of the East African Orogen in central Madagascar-a structural and geochronological perspective. *J. Afr. Earth Sci.*, 30, pp. 21.
- Collins, A. S., Pisarevsky, S. A.** (2005) - Amalgamating Eastern Gondwana: the evolution of the Circum-Indian Orogens. *Earth Science Reviews* 71, 229-270.
- Collins, A. S.** (2006) - Madagascar and the amalgamation of Central Gondwana. *Gondwana Res* 9: 3-16
- Cox, R., Coleman, D. S., Wooden, J. L., DeOreo, S. B.** (2001) - A newly recognised Late Neoproterozoic Metasedimentary Sequence in Central Madagascar suggests terrane

- juxtaposition at 560T7 Ma during Gondwana assembly. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, vol. 33, pp. A436.
- Cox, R., Coleman, D. S., Chokel, C. B., DeOreo, S. B., Collins, A. S., Kröner, A., De Waele, B.** (2004) - Proterozoic tectonostratigraphy and paleogeography of central Madagascar derived from detrital zircon U-Pb age populations. *Journal of Geology* 112, 379– 400.
- Dhal, R.** (2005) - Madagascar : une présentation générale. *GAF AG. VI.0 PGRM. Antananarivo. Madagascar.*
- De La Roche, H.** (1968) - Comportement géochimique différentiel de Na, K et Al dans les formations volcaniques et sédimentaires : un guide pour l'étude des formations métamorphiques et plutoniques. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, 267, série D, pp. 39-42.
- De Maesschalck, A. A. & Oen, I. S.** (1989) - Fluid and mineral inclusions in corundum from gem gravels in Sri Lanka. *Mineralogical Magazine*, 53, pp. 539-545.
- De Wit, M. J.** (2003) - Madagascar : Heads It's a continent, Tails It's an Island. *Annual Reviews, Earth Planet. Sci.*, 31, pp. 213 – 248.
- Dirlam, D. M., Misiorowski, E. B., Tozer R., Stark, K. B. & Bassett, A. M.** (1992) - Gem wealth of Tanzania. *Gems & Gemology*, 28, pp. 80-102.
- Dissanayake, C. B. & Chandrajith, R.** (1999) - Sri Lanka-Madagascar Gondwana linkage : evidence for a Pan-Africain mineralized belt. *Journal of Geology*, 197, pp. 223-235.
- Dunn, P. & Frondel, C.** (1990) - An uncommon margarite / corundum assamblage from Sterling Hill, New Jersey. *Mineralogical Record* 21, pp. 425-427.
- Ellis, D. J.** (1980) - Osumilite-sapphirine-quartz granulites from Enderby Land, Antarctica: P-T conditions of metamorphism, implications for garnet-cordierite equilibria and the evolution of deep crust. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 74, 201-210.
- Emmel B., Jöns N., Kröner A., Jacobs J., Wartho J. A., Schenk V., Razakamanana T., Austegard A.** (2008) - From closure of the Mozambique Ocean to Gondwana breakup: new evidence from geochronological data of the Vohibory Terrane, southwest Madagascar. *J Geol* 116: 21-38.
- Emmett, J. L. & Douthit, T. R.** (1993) - Heat treating the sapphires of Rock Creek, Montana. *Gems & gemology*, 29, pp. 250-272.
- Emmett, J. L., Scarratt, K., Mc Clure, S. F., Moses, T., Douthit, T. R, Hughes, R. W., Novak, S., Shiglev, J. E., Wang, W., Bordelon, O. & Kane, R. E.** (2003) - Beryllium diffusion of ruby and sapphire. *Gems & Gemology*, 39, pp 84-135.
- Ferguson, J. & Fielding, P. E.** (1971) - The origins of the colours of yellow, green and blue sapphires. *Chemical Physics Letters*, 10, pp. 262-265.
- Ferry, J. M. & Spear, F. S.** (1978) - Experimental calibration of the partitioning between biotite and garnet. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 66, 113-117.
- Forestier, F. & Lasnier, B.** (1969) - Découverte de niveaux d'amphibolites à pargasite, anorthite, corindon et saphirine dans les schistes cristallins du Haut-Allier. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 23, pp. 194-235.
- Fritsch, E. & Rossman, G. R.** (1988a) - An update on color in gems. Part 2 : colors involving multiple atoms and colors centers. *Gems & gemology*, 24, pp 3-15.
- Fritsch, E. & Rossman, G. R.** (1988b) - An update on color in gems. Part 3 : colors caused by band gaps and phydixal phenomena. *Gems & gemology*, 24, pp. 81-103.
- Garnier, V.** (2003) - Les gisements de rubis associés aux marbres de l'Asie Centrale et du Sud-est : genèse et caractérisation isotopique. *Thèse de Doctorat INPL*, 385p.
- Garnier, V., Giuliani, G., Ohnenstetter, D., Schwarz, D.** (2004) - Les gisements de corindon : Classification et genèse. *Le Règne Minéral*, 55, pp. 7-47.
- Garnier, V., Ohnenstetter, D., Giuliani, G., Fallik, A. E., Phan Trong, T., Hoàng Quang, V., Pham Van, L., & Schwarz, D.** (2005) - Basalt petrology, zircon ages and sapphire genesis from Dak Nong, southern Vietnam. *Mineralogical Magazine*, 61 (1), pp. 21- 38.

- Gauthier, G., Groat, L. A., Taylor, R. P. & Fallick, A. E.** (1995) - Mineralogical, lithogeochemical and stable isotope characteristics of the sapphire-bearing Yogo dyke, Montana. *Annual Meeting of the Geological Association of Canada and the Mineralogical Association of Canada, Victoria, British Columbia, Canada, 17-19 Mai 1995, Abstracts*.
- Giuliani, G., Fallick, A. E., Garnier, V., France-Lanord, C., Ohnenstetter, D. & Schwarz, D.** (2005) - Oxygen isotope composition as a tracer for the origin of rubies and sapphires. *Geological Society of America, 33 (4), pp. 249-252*.
- Giuliani, G., Fallick, A., Rakotondrazafy, M., Ohnenstetter, D., Andriamamonjy, A., Ralantsoarison, T., Rakotosamizanany, S., Razanatseheno, M., Offant Y., Garnier, V., Dunaigre, C., Schwarz, D., Mercier, A., Ratrimo, V., Ralison, B.** (2007a) - Oxygen isotope systematics of gem corundum deposits in Madagascar: relevance for their geological origin. *Mineralium Deposita. 42: 251-270*.
- Giuliani, G., Ohnenstetter, D., Rakotondrazafy, M., Fallick A.E., Rakotosamizanany, S., Andriamamonjy, A., Ralantsoarison, Th., Razanatseheno, M., Dunaigre, Ch., Schwarz, D.** (2007b) - Les gisements de corindons gemmes de Madagascar. *Revue de gemmologie AFG, 159, 14-28*.
- Goncalves, P., Niccollet, C., Montel, J. M.** (2004) - Petrology and in situ U-Th-Pb monazite geochronology of ultrahigh-temperature metamorphism from the Andriamena mafic unit, north-central Madagascar. Significance of a petrographical P-T path in a polymetamorphic context. *Journal of Petrology 45(10): 1923-1957*.
- Goujou, J. C.** (2002) - Les saphirs des plages vendéennes, un gisement à la localisation variable. *Le règne minéral, 46, pp. 19-27*.
- Gübelin, E. J.** (1975) - The color treasury of gemstones. *Elsevier Phaidon London, 138p*.
- Gübelin, E. J. & Koivula, J. J.** (1986) - Photoatlas of Inclusions in gemstones. *ABC Edition, Zurich, pp 345-347*.
- Gübelin, E. J. & Peretti, A.** (1997) - Sapphires from the Andranondambo mine in SE Madagascar : evidence for metasomatic skars formation. *Journal of Gemmology, 25, pp. 453-516*.
- Guo J., O'Reilly, S. Y. & Griffin, W. L.** (1996) - Corundum from basaltic terrains : a mineral inclusion approach to the enigma. *Contributions to Mineralogy and Petrology, 122, pp. 368-386*.
- Hadley, J.** (1949) - Preliminary report on corundum deposits in the Buck Creek Peridotite Clay Count, North Carolina. *U.S. Geological Survey Bulletin, B 0948-E, pp. 103-128*.
- Hänni, H. A. & Schmetzer, K.** (1991) - New rubies from the Morogo Area, Tanzania. *Gems & Gemology, 27, pp. 156-167*.
- Harder, H.** (1969) - Farbgebende Spurelemente in den natürlichen Korunden. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen, 110, pp. 128-141*.
- Harding, R. R. & Scarratt, K.** (1986) - A description of ruby from Nepal. *J. Gemmol., 20, 3-10*.
- Harley, S. L.** (1984) - The solubility of alumina in orthopyroxene co-existing with garnet in FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂ and CaO-FeO-MgO-AL₂O₃-SiO₂. *J. Petrol., 25, 665-696*.
- Hochleitner, R.** (1998) - Europa : Korunde Zum Sammeln. *In : Rubin, Saphir, Korund : schön, hart, selten, kostbar, (Weise Ch.Ed), Extralapis, 15, pp. 76-85*.
- Hottin, G.** (1976) - Présentation et essai d'interprétation du précambrien malgache. *Bulletin de bureau des recherches géologiques et Minières, Acad, 1.55, 1-2, pp. 251-289*.
- Hughes, R. W.** (1997) - Ruby and saphire. *RWH publishing, Boulder, 511p*.
- Hughes, R. W.** (1990) - Corundum. *Butterworths Gem Books, London, 314p*.
- Hutchison M. T., Nixon P. H. & Harley S. L.** (2004) - Corundum inclusions in diamonds- discriminatory criteria and a corundum compositional dataset. *Lithos 77, 273-286*.

- Irving, A.** (1986) - Polybaric magma mixing in alkali basalts and kimberlites, evidence from corundum, zircon and ilmenite megacrysts. *Abstracts of the geological Society of Australia*, 16, pp. 262-264.
- Iyer, L. A. N.** (1953) - The geology of gem-stones of the Mogok Stone Tract, Burma. Geological map of the Mogok Stone Tract. *Memoires of the Geological Survey of India*, 82, 99p.
- Jackson, B.** (1984) - Sapphire from Loch Roag, Isle of Lewis, Scotland. *Journal of gemology*, 19, pp. 336-342.
- Jöns, N.** (2006) - Metamorphic events during the formation of the East African orogen: case studies from Madagascar and Tanzania. *Doctoral thesis, Christian-Albrechts-Universität zu Kiel*, 185 p.
- Jöns, N., & Schenk V.** (2008) - Relics of the Mozambique Ocean in the central East African Orogen: evidence from the Vohibory Block of Southern Madagascar. *J Metamorph Geol.* 26, 17-28.
- Kammerling, R. C., Scarratt, K., Bosshart, G., Jobbins, E. A., Kane, R. E., Gubelin, E. J. & Linvezson A. A.** (1994) - Myanmar and its gems an update. *Journal of gemology*, 24, pp.3-40.
- Keller, P. C.** (1990) - Gemstones and theirs origins. *Van Nostrand Reinhold Ed.*, New York, 144p.
- Kerrich, R., Fyfe, W. S., Barnett, R. L., Blair, B. B. & Willmore, L. M.** (1987) - Corundum, Cr-muscovite rocks at O'Briens, Zimbabwe: the conjunction of geochemical desilicification and LIL-element enrichment-geochemical and isotopic evidence. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95, pp. 481-498.
- Kissin, A. J.** (1994) - Ruby and sapphire from the Southern Ural Montains, Russia. *Gems & Gemmology*, 30, pp. 243-252.
- Kröner, A., Pidgeon, R. J., Sacchi, R. & Windley, B. P.** (1997) - Single zircon ages from high-grade gneisses of the mozambique belt in Malawi, northern Mozambique and Madagascar : evidence for Pan-African metamorphism and implication for Gondwana assembly. *EUG, abstract*, p. 163.
- Kröner, A., Windley, B. F., Jaeckel, P., Collins, A. S., Brewer, T. S., Nemchin, A., Razakamanana, T.** (1999) - New zircon ages for Precambrian granites, gneisses and granulites from central and southern Madagascar: significance for correlations in East Gondwana. *Gondwana Res.* 2, 351-352.
- Kupferberger, W.** (1935) - Corundum in the Union of South Africa. *Bulletin of the Geological Survey of South Africa*, 6, 49 p.
- Lacroix, A.** (1922a) - Minéralogie de Madagascar. 3 vol. A. *Challamel (Ed.)*, Paris.
- Lasnier, B.** (1997) - Persistance d'une série granulitique au cœur du Massif Central français (Haut Allier) - Les termes basiques, ultrabasiques et carbonates. *Thèse de Doctorat d'Etat, Université de Nantes*, 351 p.
- Leake, B. E., Woolley, A. R., Arps, C. E. S., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kato, A., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J., Maresch, W. V., Nickel, E. H., Rock, N. M. S., Schumacher, J. C., Smith, D. C., Stephenson, N. C. N., Ungaretti, L., Whittaker, E. J. W., Youzhi G.** (1997) - Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, commission on new minerals and mineral names. *Am Mineral* 82: pp. 1019-1037.
- Levinson, A. A. & Cook, F. A.** (1994) - Gem corundum in alkali basalt : origin and occurrence. *Gems & Gemology*, 30, pp. 253-262.
- Madison Razanatseheno, M. O.** (2003) - Le granite porphyroïde de Carion (centre de Madagascar), témoin d'un magmatisme shoshonitique à la fin de l'orogénèse Est Africaine. *Thèse de Doctorat du troisième cycle, Université d'Antananarivo*, 203 p.

- Madison Razanatseheno, M. O., Rakotondrazafy, A. F. M., Guilliani, G., Moine, B., Ralantsoarison, L. T. & Andriamamonjy, S. A.** (2005) - Pétrographies des gisements de rubis et saphir du socle cristallin du Sud de Madagascar. *Forum de la recherche, Toamasina Madagascar, Résumés*, pp. 81.
- Marchand, D., Kachlik, V., Maluski H., Patocka, F. & Zelazniewcz, A.** (2002) - The ^{40}Ar / ^{39}Ar ages from the West Sudetes (NE Bohemian massif) : constraints on the Variscan polyphase tectonothermal development. In Paeozoic Analgamation of central Europe, (Winchester, J. A., Pharaon, T. C. & Verinier, J.eds). *Geological Society of London, Special Publication*, 201, pp.133-155.
- Maarten, J. & De Wit, M. J.** (2003) - Madagascar: Heads It's a Continent, Tails It's an Island. *Annual reviews Earth Planet Sciences* 31: 213-244.
- Martelat, J. E.** (1998) - Evolution thermomécanique de la croûte inférieure du sud de Madagascar. *Thèse de Doctorat, Université Blaise Pascal, Clermont - Ferrand*, 232 p.
- Martelat, J. M., Lardeaux, J. M., Nicollet, C. & Rakotondrazafy, R.** (2000) - Strain pattern and late Precambrian deformation history in southern Madagascar. *Precambrian Research*, 102, pp. 1-20.
- Meert, J. G. & Van Der Voo, R.** (1996) - Palaeomagnetic and ^{40}Ar / ^{39}Ar Study of the Sinai dolerite, Kenya : implications for Gondwana assembly. *Journal of geology*, 104, pp. 131-142.
- Meert, J. G.** (2003) - A synopsis of events related to the assembly of eastern Gondwana. *Tectonophysics* 362: 1-40.
- Meert, J.G., Nédélec, A. & Hall, C.** (2003) - The stratoid granites of central Madagascar: paleomagnetism and further age constraints on Neoproterozoic deformation. *Precambrian Research* 120, 101– 129.
- Meert, J. G. & Lieberman, B. S.** (2008) - The Neoproterozoic assembly of Gondwana and its relationship to the Ediacaran-Cambrian radiation. *Gondwana Research* 14(1-2): 5-21.
- Mercier, A., Debat, P. & Saul, J. M.** (1999) - Exotic origin of the ruby deposits of the Mangari area in SE Kenya. *Ore geological Review*, 14, pp. 83-104.
- Mercier, A., Rakotondrazafy, M. & Ravolomiandrinarivo, B.** (1999) - Ruby mineralization in South-West Madagascar. *Gondwana Research*, 2, pp. 233-438.
- Meyer, H. O. A. & Mitchell, R. H.** (1988) - Sapphire-bearing ultramafic lamprophyre from Yogo, Montana : a ouachitite. *Canadian Mineralogist*, 26, pp. 81-88.
- Milisenda, C. C. & Henn, U.** (1996a) - Sapphire aus einen neuen vorkommen in Madagascar : zeitschrift der Deutschen Gemmologischen gesellschaft, v.45(1), pp. 13-21.
- Moine, B., Ramambazafy, A., Rakotondrazafy, A.F.M., Ravolomiandrinarivo, B., Cuney, M. & De Parseval, P.** (1998) - The role of fluor-rich fluids in the formation of the thorianite and sapphire deposits from SE Madagascar. *Mineral. Mag.*, 62A, 999-1000.
- Morishita, T. & Kodera, T.** (1998) - Finding of corundum-bearing gabbro boulder possibly derived from the Horoman peridotite complex, Hokkaido, northern Japan. *Journal of Mineralogy Petrology and Economic Geology*, 93, pp. 52-63.
- Morimoto, N.** (1988) - Nomenclature of pyroxenes. *Min. Mag.*, 52, 535-550.
- Muhlmeister, S., Fritsch, E., Shigley, J. E., Devouard, B. & Laurs, B. M.** (1998) - Separating natural and synthetic rubies on the basis of trace-element chemistry. *Gems & Gemology*, 34, pp. 80-101.
- Mychaluk, K. A.** (1995) - The Yogo sapphire deposit. *Gems & Gemology*, 31, pp. 28-41.
- Nassau, K.** (1983) - The physics and chemistry of color : the fifteen causes of color. *John Wiley and sons, New York*, 469p.
- Nassau, K. & Valente, G. K.** (1987) - The seven types of yellow sapphire and their stability to light. *Gems & Gemology*, 23, pp. 222-231.

- Nédelec, A., Ralison, B., Bouchez, J. L., & Grégoire, V.** (2000) - Structure and metamorphism of the gneissic basement around Antananarivo : a key to the Pan-African history of central Madagascar and its Gondwana connections. *Tectonics*, 19, pp. 997-1020.
- Nicollet, C.** (1986) - Saphirine et staurotide riche en magnésium et chrome dans les amphibolites et anorthosites à corindon du Vohibory Sud, Madagascar. *Bulletin de Minéralogie*, 109, pp. 599-612.
- Nicollet, C.** (1990) - Crustal evolution of the granulites of Madagascar. In : D. Vielzeuf and P. Vidal (Eds), granulites and crustal Evolution. *Kluwer Academic publishers, Dordrecht*, 311, pp. 211-310.
- Notari, F.** (1997) - Le saphir padparadscha. *Revue de gemmologie AFG*, 132, pp. 24-27.
- Peretti, A., Mullis, J. & Kündig, R.** (1990) - Die Kaschmir-Saphire und ihre geologisches Erinnerungsvermögen. *Forschung und Technik, Neue Zürcher Zeitung*, 187, pp. 59.
- Peretti, A., Schmetzler, K., Bernhardt, H. J. & Mouawad, F.** (1995) - Rubies from Mong Hsu. *Gems & Gemology*, 31, pp. 2-26.
- Projet de Gouvernance des Ressources Minérales, PGRM** (2008) - Communication personnelle Bernard Moine, sur l'avancement des travaux de cartographie géologique de Madagascar.
- Pham Vam, L., Hoáng Quang, V., Garnier, V., Giuliani, G., Ohnenstetter, D., Lhomme, Th., Schwarz, D., Fallik, A. E., Dubessy, J. & Phan Trong, T.** (2004) - Gem corundum deposits in Vietnam. *Journal of Gemmology*, 29, 3, pp. 129-147.
- Pili, E.** (1997) - Distribution et transfert des fluides à l'échelle de la lithosphère continentale; Investigations géochimique et géophysiques des granulites de Madagascar. *Thèse de Doctorat, Université Claude Bernard-Lyon I*. 264p.
- Pili, E., Ricard, Y., Lardeaux, J.M. & Sheppard, S. M. F.** (1997a) - Lithospheric shear zones and mantle-crust connections. *Tectonophysics* 280, 15-29.
- Pili, E., Sheppard, S. M. F., Lardeaux, J. M., Martelat, J. E. & Nicollet, C.**, (1997b) - Fluid flow versus scale of shear zones in the lower continental crust and the granulite paradox. *Geology* 25, 15-29.
- Rakotomavo, G.** (1966) - Etude géologique et prospection de la feuille Zazafotsy (L. 55). *Rapport de fin de mission 1966, Service Géologique, Tananarive*.
- Rakotomavo, G., Rakotomandimby, Randrianasolo, L. & Chantraine J.** (1972) - Carte géologique de Zazafotsy, L. 55, 1/100 000. *Service Géologique de Madagascar, Tananarive*.
- Rakotondratsima, C.** (1983) - Les pyroxénites à urano-thorianite du Sud-Est de Madagascar. Etude pétrographique, minéralogique et géochimique. Conséquences métallogéniques. *Thèse 3^{ème} cycle, Université de Claude Bernard, Lyon I*, 226p.
- Rakotondrazafy, A. F. M.** (1995) - LA HIBONITE (Ca Al₁₂O₁₉) du Sud-Est de Madagascar : caractères et modalités de formation dans les skarns à thorianite du faciès granulite. *Thèse de Doctorat, Université d'Antananarivo*, 256p.
- Rakotondrazafy, A. F. M., Moine, B. & Cuney, M.** (1996) - Mode of formation of hibonite (Ca Al₁₂O₁₉) within the U-Th skarns from granulites of S-E Madagascar. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 123, pp. 190-201.
- Rakotondrazafy, M., Giuliani, G., Fallick, A.E., Ohnenstetter, D., Andriamamonjy, A., Rakotosamizanany, S., Ralantsoarison, Th., Razatseheno, M., Offant, Y., Garnier, V., Maluski, H., Dunaigre, Ch., Schwarz, D., Mercier, A., Dunaigre, Ch., Schwarz, D., Mercier, A., Ratrimo, V. & Ralison, B.** (2008) - Gem corundum deposits in Madagascar : a review. *Ore Geology Reviews*, 34, 134-154.
- Rakotondrazafy, R.** (1999) - Les granulites alumineuses et magnésiennes de hautes températures et roches associées du Sud de Madagascar : Pétrologie, Géochimie, Thermobarométrie, Géochronologie et Inclusions fluides. *Thèse de Docteur ès-sciences*.

- Rakotondrazafy, R.** (1992) - Etude pétrologique de la série granulitique Pan-Africaine de la région d'Ampandrandava : Sud Madagascar. *Thèse 3^{ème} cycle, Université d'Antananarivo, 121p.*
- Rakotosamizanany, S.** (2003) - Les gisements de rubis de Soamiakatra : caractères minéralogiques gemmologiques – conditions de formation (au sud d'Antanifotsy). *Mémoire de DEA, Université d'Antananarivo, pp.85.*
- Rakotosamizanany, S.** (2009) - Les gisements de corindons gemmes dans les basaltes alcalins et leurs enclaves: Signification Pétrographique et Métallogénique. *Thèse de Doctorat, Université Henri Poincaré, Nancy. 414p.*
- Ralantoarison, L.T.** (2006) - Les corindons associés aux roches métamorphiques du Sud de Madagascar : le gisement de Sahambano (Sud-Est d'Ihosy). *Mémoire de DEA, Université d'Antananarivo, 100p.*
- Ralantoarison, T., Offant, Y., Andriamamonjy, A., Giuliani, G., Fety A., Rakotondrazafy, A. F. M., Schwarz, D., Ohnenstetter, D., Fallick, A., Razanaseheno, M., Rakotosamizanany, S., Moine, B. & Baillot, P.** (2006) - Les saphirs multicolores de Sahambano et Zazafotsy, région granulitique d'Ihosy, Madagascar. *Revue de Gemmologie. AFG, 158, pp. 4-13.*
- Ramambazafy, A.** (1998) - Granites et fluides en relation avec les skarns à thorianite dans les granulites du S.E de Madagascar. *Thèse de doctorat, Université Paul Sabatier Toulouse III, 302p.*
- Ramdohr, R. & Milisenda, C. C.** (2004) - Neue Vorkommen von Saphir – Seifenlager – stätten auf Nosy-Bé, Madagaskar. *Zeitschrift der Deutschen gemologischen gesellschaft, v.53 (4), p 143-158.*
- Ravolomiandrinarivo, B., Rakotondrazafy, M. & Moine, B.** (1997) - Pétrologie des roches à saphir de la région d'Andranondambo, S.E de Madagascar. *Proceedings of the UNESCO-IUGS-IGCP348/368 International Symposium and Field Workshop on Proterozoic Geology and Petrology, 123, pp. 190-201.*
- Reeves, C. & de Wit, M. J.**, (2000) - Making ends meet in Gondwana: retracing the transforms of the Indian Ocean and reconnecting continental shear zones. *Terra Nova 12, 272–280.*
- Reeves, C. V., Sahu, B. K. & De Wit, M. J.** (2002) - A re-examination of the paleoposition of Africa's eastern neighbours in Gondwana. *Journal of African Earth Sciences 34(3-4): 101-108.*
- Robb, L. J. & Robb, V. M.** (1986) - Archean pegmatite deposits in the North-Eastern Transvaal. *Mineral Deposits of South Africa, pp. 437-449.*
- Rupasinghe, M. S. & Dissanayake, C. B.** (1985) - Charnockites and the genesis of gem minerals. *Chemical Geology, 53, pp. 1-16.*
- Samimpanya, S.** (2000) - Mineralogy and origin of gem corundum associated with basalt in Thailand. *Thèse de Doctorat, Université de Manchester, 395 p.*
- Santosh, M., Tsunogae, T. & Koshimoto, S.** (2004) - First Report of Sapphirine-bearing Rocks from the Palghat-Cauvery Schear Zone System, Southern India. *Gondwana Research, 7, pp. 620-626.*
- Schiffmann, C. A.** (1981) - Unstable colour in a yellow sapphire from SriLanka. *Journal of gemmology, 17, pp. 615-618.*
- Schmetzer, K., Bank, H. & Gübelin, E.** (1980) - The alexandrite effect in minerals : chrysoberyl, garnet, corundum, fluorite. *News Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen, 138, pp. 147-1694.*
- Schmetzer, K. & Bank, H.** (1981) - The colour of natural corundum. *Neues Jahrbuch für Mineralogie Monatshefe, 981, 59-68.*
- Schmetzer, K., Bosshart, G. & Hänni, H. A.** (1982) - Naturfarbene und behandelte gelbe und orange braune Sapphire. *Zeitschrift der Deutschen gemmologischen gesellschaft, 31, pp. 265-279.*

- Schmetzer, K., Bosshart, G. & Hänni, H. A.** (1983) - Naturally-coloured and treated yellow and orange brown Sapphires. *Journal of Gemmology*, 18, pp. 607-621.
- Schmetzer, K.** (1987) - Production techniques of commercially available Knischka synthetic rubies-an additional note. *Australian gemmologist*, 16, pp. 192-194.
- Schreurs, G., Giese, J., Berger, A. & Gnos, E.** (2009) - A new perspective on the significance of the Ranontsara shear zone in Madagascar. *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)*, 21p.
- Schreyer, W., Werding, G. & Abraham, K.** (1981) - Corundum-fuchsite rocks in greenstone belts of Sothern Africa: Petrology, Gerochemistry and possible origin. *Jornal of Petrology*, 22, pp. 191-231.
- Schwarz, D., Petsch, E. J. & Kanis, J.** (1986) - Sapphires from the Andranondambo Region, Madagascar. *Gems & gemology*, 32, pp. 80-99.
- Schwarz, D.** (1998) - Aus Basalten, Marmoren und Pegmatiten Spezielle Ursachen formten in der Erdkruste edle Rubine und Saphire. In: Weise ch. Ed., *Rubin, Saphir, Korund: schön, hart, selten, kostbar*. *Extralapis*, 15, pp. 5-9.
- Schwarz, D., Kanis, J. & Schmetzer, K.** (2000) - Sapphires From Antsiranana Province, Northern Madagascar. *Gems & gemology*, 36, pp. 216-233.
- Schwarz, D. & Schemetzer, K.** (2002) - Rubine aus der Region Vatomandry, Ostmadagascar. *Gemmologie Aktuell*, GZ 2, pp. 130-136.
- Seifert, A. V. & Hyrsl, J.** (1999) - Sapphire and garnet from Kalalani, Tanga Province, Tanzania. *Gems & Gemology*, 35, (2), pp. 108-120.
- Shackleton, R. M.** (1996) - The final collision zone between East and West Gondwana: where is it? *Journal of African Earth Sciences* 23(3): 271-287.
- Silva, K. K. M. W. & Siriwardena, C. H. E. R.** (1988) - Geology and the origin of the corundum-bearing skarn at Bakamuna , Sri-Lanka. *Mineralium Deposita*, 23, pp. 186-190.
- Simonet, C.** (2000) - Géologie des gisements de saphir et de rubis. L'exemple de la John Saul mine, Mangare, Kenya. *Thèse de Doctorat, Université de Nantes*, 349p.
- Simonet, C., Paquette, J. L., Pin C., Lasnier B. & Fritsh E.** (2004) - The Dusi (Garba Tula) sapphire deposit, Central Kenya, - a unique Pan-African corundum-bearing monzonite. *Afr. Journal Earth Sciences*, 38, pp. 401-410.
- Smith, G. & Strens, R. G. J.** (1976) - Intervalence transfer absorption in some silicate, oxide and phosphate minerals. In : *the physics and chemistry of minerals and rocks*, (Strens, R.G.V. ed), John Wiley & sons, New York, pp. 583-612.
- Smith, C. P., Gübelin, E. J., Bassett, A. M. & Manandhar, M. N.** (1997) - Rubies and fancy-color sapphire from Nepal. *Gems & Gemology*, 33, pp. 24-41.
- Smith, C. P.** (1998) - Rubis and pink sapphires from the Parmir Mountain Range in Tadjikistan, former USSR. *Journal of Gemology*, 26, pp. 103-109.
- Solsebury, F.** (1967) - Gem Corundum pegmatites in NE Tanganyika. *Economic geology*, 62, pp. 983-991.
- Spiridonov, E. M.** (1998) - Gemstone deposits of the former Soviet Union. *Journal of Gemmology*, 26, pp. 111-124.
- Sutherland, F. L., Coenraads, R. R., Schwarz, D., Raynor, L. R., Barron, B. J. & Webb, G. B.** (2003) - Al-Rich diopside in alluvial ruby and corundum-bearing xenoliths, Australian and SE Asian basalt field. *Mineralogical Magazine*, 67, pp. 717-732.
- Sutherland, F. L., Schwarz, D., Jobbins, E. A., Coenraads, R. R. & Werb, G.** (1998b) - Distinctive gem corundum suites from discrete basalt fields : a comparative study of Barrington, Australia, and West Pailin, Cambodia, Gemfields. *Journal of Gemmology*, 26, pp. 65-85.
- Sutherland, F. L.** (1996) - Alkaline rocks and gemstones, Australia. *Australian journal of Earth Sciences*, 43, pp. 323-343.

- Tenthorey, E. A., Ryan, J. G. & Snow, E. A.** (1996) - Petrogenesis of sapphirine-bering metatroctolites from the Buck Creek ultramafic body, southern Appalachians. *Journal of Metamorphic geology*, 14, pp.103-114.
- Themelis, T.** (1992) - The heat treatment of ruby and sapphire. *Gemlab Inc.*, 256 p.
- Tuker, R. D., Handka, M. J. & Hamilton, M. A.** (1997) - A geochronological overview of the Precambrian rocks of Madagascar : a record from the Middle Archaen to the late Neoproterozoic. *Gondwana Research Group Misc. Pub.*, 5, pp. 99.
- Upton, B. G. J., Hinton, R. W., Aspen, P., Finch, A. A. & Valley, J. W.** (1999) - Megacrysts and associated xenoliths : evidence for migration of geochemically enriched melts in the uppermantle beneath Scotland. *Journal of Petrology*, 40, pp. 935-956.
- Ward, F.** (1993) - Emeralds. *Gem Book Publishers, Bethesda*, 64p.
- Windley, B. F., Razafiniparany, A., Razakamanana, T. & Ackerman, D.** (1994) - Tectonic framework of the Précambrien of Madagascar and its Gondwana connetions : a review and reappraisal. *Geologische Rundschau*, 83, pp. 642-659.
- Wolmarans, L. G.** (1999) - Digital Data Set Resulting from IGCP Project 288 (Gondwanaland Sutures and Fold Belts) Used in the Production of the Geodynamic Map of Gondwana Supercontinent Assembly. *Council for Geoscience, South Africa*.
- Wright, J., Hastings, D., Jones, W. & Williams, H.** (1985) - Geology and mineral ressources of West Africa. *Allen & Unwin, London*, 187 p.
- Zaraisky, G. P. & Soboleva Yu. B.** (1997) - Experimental determination of corundum solubility in aqueous HF solutions at 300 to 600°C and 1 kbar. *Proc. 5th Int. Symp. on Hydrothermal Reactions, Gatlinburg, USA*, pp. 201-206.

ANNEXES

ANNEXE 1

PUBLICATIONS :

- 1- **Ralantoarison T., Offant Y., Andriamamonjy A., Giuliani G., Fety A., Rakotondrazafy A.F.M., Schwarz D., Ohnenstetter D., Fallick A., Razanaseheno M., Rakotosamizanany S., Moine B., Baillot P.** (2006) Les saphirs multicolores de Sahambano et Zazafotsy, région granulitique d'Ihosy, Madagascar. *Revue de Gemmologie*. AFG, 158, pp, 4-13.
- 2- **Giuliani G., Fallick A., Rakotondrazafy M., Ohnenstetter D., Andriamamonjy A., Ralantoarison T., Rakotosamizanany S., Razanatseheno M., Offant Y., Garnier V., Dunaigre C., Schwarz D., Mercier A., Ratrimo V., Ralison B.** (2007b) Oxygen isotope systematics of gem corundum deposits in Madagascar: relevance for their geological origin. *Mineralium Deposita*. 42: 251-270.
- 3- **Giuliani G., Ohnenstetter D., Rakotondrazafy M., Fallick A.E., Rakotosamizanany S., Andriamamonjy A., Ralantoarison Th., Razanatseheno M., Dunaigre Ch., Schwarz D.** (2007c) Les gisements de corindons gemmes de Madagascar. *Revue de gemmologie* AFG, 159, 14-28.
- 4- **Rakotondrazafy M., Giuliani G., Fallick A.E., Ohnenstetter D., Andriamamonjy A., Rakotosamizanany S., Ralantoarison Th., Razatseheno M., Offant Y., Garnier V., Maluski H., Dunaigre Ch., Schwarz D., Mercier A., Dunaigre Ch., Schwarz D., Mercier A., Ratrimo V., Ralison B.** (2008) Gem corundum deposits in Madagascar : a review. *Ore Geology Reviews*, 34, 134-154.

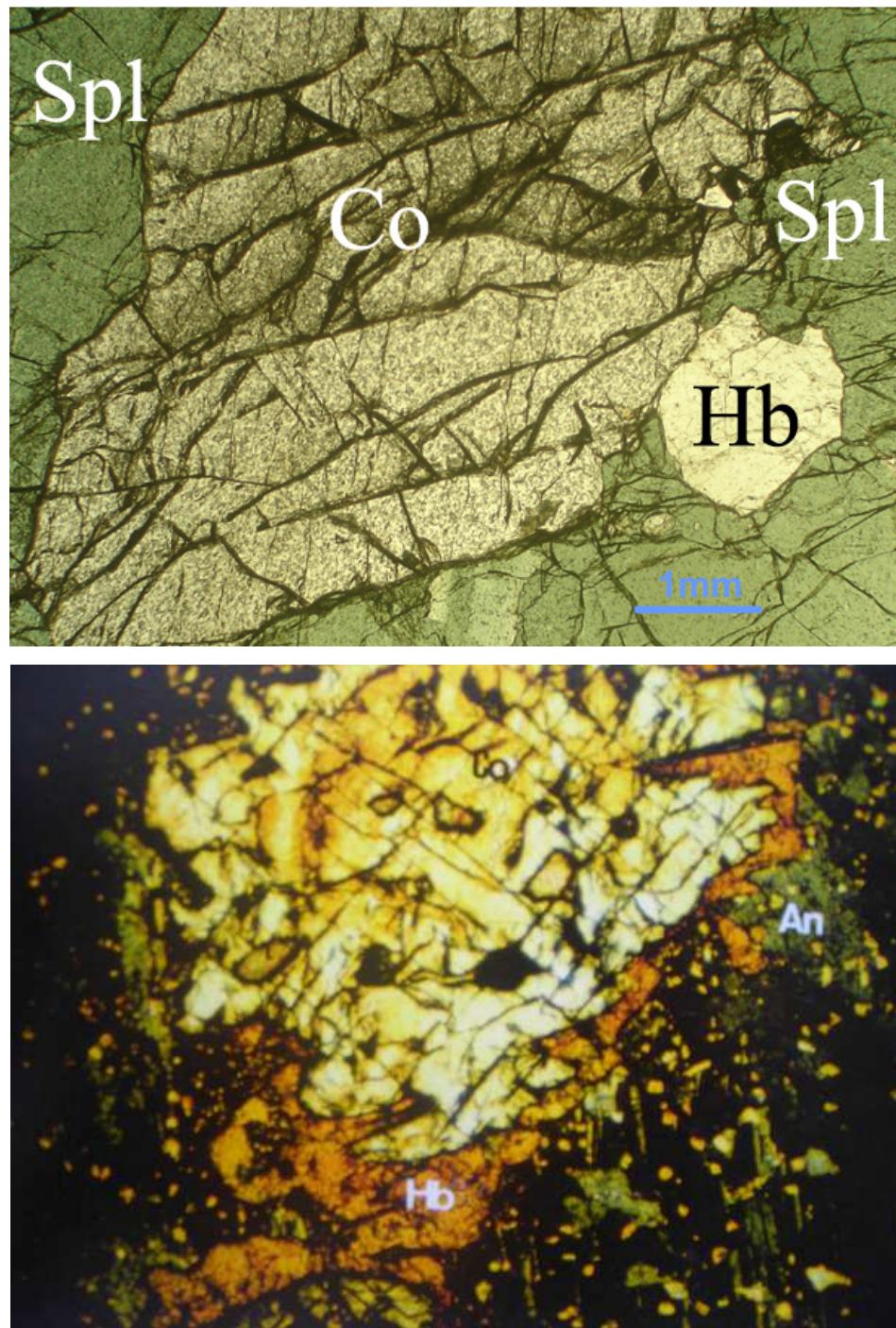
ANNEXE 2
Analyses chimiques des saphirs de Zazafotsy

Oxyde									cristal	en oxydes Fe+Ga+Mg	
N° de l'échantillon	Al ₂ O ₃	MgO	TiO ₂	V ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	Ga ₂ O ₃	Total	Ech.		
1 / 1 .	98,82	0,01	0,003	0,004	0,152	0,306	0,009	99,303	Z1- 1	rose violacé	rose violacé à fuschia
2 / 1 .	98,08	0,004	0,005	0,004	0,162	0,328	0,004	98,582	Z1- 2	rose violacé	
3 / 1 .	98,33	0,007	0,007	0,004	0,184	0,317	0,011	98,861	Z1- 3	rose violacé	
4 / 1 .	98,85	0,004	0,004	0,004	0,185	0,307	0,013	99,37	Z1- 4	rose violacé	
5 / 1 .	98,4	0,008	0,001	0,005	0,185	0,305	0,014	98,915	Z1- 5	rose violacé	
6 / 1 .	99,39	0,003	0,003	0,004	0,187	0,301	0,015	99,906	Z1- 6	fuschia	
7 / 1 .	97,77	0,022	0,003	0,004	0,183	0,323	0,012	98,313	Z1- 7	rose violacé	
8 / 1 .	98,47	0,003	0,004	0,004	0,189	0,301	0,01	98,985	Z1- 8	fuschia	
9 / 1 .	98,63	0,008	0	0,005	0,188	0,299	0,012	99,142	Z1- 9	fuschia	
10 / 1 .	98,72	0,004	0,003	0,005	0,187	0,305	0,013	99,232	Z1- 10	rose violacé	
11 / 1 .	98,13	0,008	0,003	0,004	0,176	0,303	0,012	98,638	Z1- 11	rose violacé	
12 / 1 .	98,27	0,003	0,003	0,005	0,164	0,296	0,005	98,751	Z1- 12	rose violacé	
1 / 1 .	98,8	0,009	0,008	0,006	0,109	0,288	0,015	99,235	Z5-1	transparent	orangé à violine
2 / 1 .	98,5	0,009	0,004	0,004	0,116	0,246	0,006	98,883	Z5-2	rose	
3 / 1 .	98,68	0,007	0,008	0,005	0,115	0,248	0,01	99,072	Z5-3	rose clair	
4 / 1 .	98,51	0,005	0,004	0,005	0,112	0,279	0,011	98,919	Z5-4	rose clair	
5 / 1 .	98,2	0,005	0,003	0,004	0,113	0,301	0,012	98,641	Z5-5	rose clair	
6 / 1 .	97,98	0,005	0,002	0,005	0,112	0,307	0,011	98,42	Z5-6	rose foncé	
7 / 1 .	98,64	0,006	0,006	0,004	0,113	0,306	0,009	99,088	Z5-7	rose foncé	
8 / 1 .	98,32	0,009	0,004	0,005	0,112	0,232	0,012	98,688	Z5-8	rose foncé	
9 / 1 .	96,9	0,005	0,003	0,005	0,111	0,309	0,012	97,343	Z5-9	orangé	
10 / 1 .	97,83	0,007	0,003	0,004	0,112	0,309	0,008	98,267	Z5-10	orangé	
11 / 1 .	98,56	0,004	0,006	0,004	0,105	0,265	0,013	98,959	Z5-11	rose foncé	
12 / 1 .	98,66	0,006	0,002	0,005	0,113	0,314	0,012	99,111	Z5-12	marron clair	
13 / 1 .	98,64	0,003	0,006	0,005	0,116	0,308	0,011	99,087	Z5-13	marron clair	
14 / 1 .	97,95	0,008	0,003	0,005	0,115	0,297	0,011	98,384	Z5-14	marron clair	
15 / 1 .	98,31	0,001	0	0,004	0,117	0,307	0,013	98,753	Z5-16	marron clair	
5 / 1 .	99,26	0,004	0,011	0,005	0,123	0,311	0,016	99,732	Z4-1	rose	rosé-orangé-violine
6 / 1 .	99,62	0,002	0,008	0,003	0,119	0,31	0,038	100,1	Z4-2	transparent	
7 / 1 .	99,51	0,011	0,008	0,002	0,138	0,31	0,022	99,999	Z4-3	rose	
8 / 1 .	99,35	0,01	0	0,004	0,154	0,292	0,003	99,809	Z4-4	violine	
9 / 1 .	99,25	0,012	0,005	0,007	0,151	0,308	0,016	99,748	Z4-5	violacé	
10 / 1 .	99,31	0	0,005	0,006	0,126	0,311	0,007	99,761	Z4-6	orangé	
11 / 1 .	99,19	0,008	0,001	0,003	0,124	0,311	0,018	99,654	Z4-7	rose	
12 / 1 .	99,14	0	0	0,006	0,123	0,294	0	99,558	Z4-8	orangé	
13 / 1 .	99,22	0	0,01	0,006	0,158	0,294	0,022	99,711	Z7-1	marron foncé	marron à mauve
14 / 1 .	98,84	0,004	0	0,004	0,153	0,284	0,011	99,296	Z7-2	marron orangé	

ANNEXE 2 (suite)

15 / 1 .	99,45	0	0,009	0,008	0,154	0,316	0,011	99,95	Z7-3	marron clair	0,327
16 / 1 .	99,87	0	0,005	0,007	0,159	0,277	0,013	100,33	Z7-4	transparent	0,29
17 / 1 .	99,47	0,008	0	0,008	0,159	0,307	0,006	99,954	Z7-5	marron foncé	0,321
18 / 1 .	98,28	0,009	0,022	0,004	0,05	0,33	0,023	98,721	Z8-1	bleu foncé	0,362
19 / 1 .	99,07	0,011	0,002	0,007	0,048	0,311	0,028	99,479	Z8-2	bleu clair	0,35
20 / 1 .	99,14	0,011	0,007	0,005	0,05	0,314	0,014	99,538	Z8-3	gris bleu	0,339
1 / 1 .	98,98	0,01	0,011	0,008	0,039	0,321	0,013	99,383	Z10-1	transparent	0,344
2 / 1 .	98,85	0,006	0,01	0,005	0,038	0,324	0,018	99,248	Z10-2	bleu gris	0,348
3 / 1 .	98,51	0,004	0,011	0,005	0,037	0,299	0,02	98,886	Z10-3	transparent	0,323
4 / 1 .	99,08	0	0,016	0,007	0,034	0,309	0,005	99,449	Z10-4	mauve très clair	0,314
5 / 1 .	94,24	0,017	0,004	0,003	0,042	0,326	0,008	94,635	Z10-5	mauve très clair	0,351
6 / 1 .	98,79	0,004	0,016	0,004	0,043	0,307	0	99,164	Z10-6	bleu gris	0,311
7 / 1 .	98,68	0,002	0,008	0,004	0,034	0,29	0,02	99,037	Z10-7	transparent	0,312
8 / 1 .	98,62	0,012	0,006	0,006	0,039	0,318	0,022	99,019	Z10-8	bleu gris	0,352
9 / 1 .	98,08	0,005	0,018	0,005	0,037	0,309	0,008	98,457	Z10-9	transparent	0,322
10 / 1 .	97,82	0,01	0,01	0,007	0,039	0,298	0,02	98,204	Z10-10	bleu gris	0,328
1 / 1 .	100,3	0,008	0,016	0,005	0,03	0,215	0,013	100,55	Z9-1	gris blanc	0,236
2 / 1 .	100,7	0,008	0,012	0,006	0,03	0,215	0,01	101	Z9-2	gris blanc	0,233
3 / 1 .	100,4	0,007	0,017	0,007	0,031	0,216	0,01	100,64	Z9-3	gris blanc	0,233
4 / 1 .	100	0,013	0,015	0,007	0,032	0,214	0,012	100,33	Z9-4	gris blanc	0,239
5 / 1 .	100,7	0,004	0,004	0,004	0,11	0,319	0,012	101,12	Z11-1	violine	0,335
6 / 1 .	100,6	0,008	0,008	0,004	0,102	0,303	0,014	101,01	Z11-2	transparent rosé	0,325
7 / 1 .	99,53	0,007	0,003	0,005	0,104	0,306	0,01	99,963	Z11-3	violine	0,323
8 / 1 .	99,88	0,004	0,007	0,003	0,105	0,305	0,014	100,32	Z11-4	mauve	0,323
	98,66	0,004	0,005	0,005	0,143	0,288	0,014	99,119	Z2-1	mauve	0,306
	98,46	0,007	0,004	0,003	0,137	0,304	0,014	98,929	Z2-2	mauve	0,325
	98,58	0,008	0,005	0,003	0,127	0,299	0,009	99,03	Z2-4	mauve	0,316
	98,4	0,009	0,005	0,005	0,126	0,302	0,004	98,845	Z2-5	mauve	0,315
	97,67	0,001	0,003	0,004	0,139	0,292	0,01	98,119	Z2-6	mauve	0,303
	98,91	0,006	0,007	0,004	0,026	0,251	0,007	99,212	Z3- 1	rosé à transparent	0,264
	98,84	0,009	0,005	0,004	0,163	0,291	0,011	99,319	Z3- 2	rose foncé	0,311
	98,54	0,006	0,004	0,005	0,162	0,294	0,016	99,028	Z3- 3	rosé très foncé	0,316
	97,92	0,008	0,004	0,004	0,158	0,287	0,013	98,394	Z3- 4	rosé clair	0,308
	98,9	0,006	0,005	0,005	0,143	0,307	0,009	99,374	Z3- 5	rose foncé	0,322
	98,93	0,005	0,002	0,005	0,123	0,304	0,013	99,385	Z3- 6	mauve	0,322
	98,39	0,01	0,006	0,004	0,115	0,292	0,012	98,833	Z6- 1	rosé	0,322
	98,46	0,003	0,003	0,005	0,112	0,267	0,006	98,856	Z6- 2	bordure	0,314
	99,01	0,007	0,002	0,005	0,111	0,307	0,01	99,45	Z6- 3	rose clair	0,276
										coeur	0,324
										intermédiaire	

ANNEXE 3



Microphotographie des roches à hibonite et corindon d'Ambatomena (A) et de Tranomaro
(Photos : Rakotondrazafy A.F.M., Andriamamonjy S.A.)

ANNEXE 4

Analyses chimiques des éléments majeurs des faciès dans les gisements d'Ambatomena

Label	Amb G1-1b	Amb G1-3	Amb G1-4	Amb G1-9	Amb G1-13	Amb G1-20	Amb G1-21	Amb G1-27	Amb G1-29
SiO₂	40,01	37,19	28,10	66,69	50,34	62,24	49,76	76,00	49,43
Al₂O₃	30,04	30,17	43,56	13,06	16,82	19,71	3,63	14,40	13,67
Fe₂O₃	3,53	4,53	4,49	8,31	6,12	0,32	7,38	0,20	13,81
MnO	0,06	0,07	0,07	0,10	0,04	0,00	0,42	0,01	0,22
MgO	22,00	17,90	19,09	2,45	24,70	0,78	13,00	0,22	6,15
CaO	0,71	6,97	0,70	4,18	0,21	1,90	24,57	2,43	10,12
Na₂O	1,10	0,57	1,28	2,92	0,33	3,14	0,22	4,42	3,26
K₂O	0,54	0,32	0,27	1,45	0,61	9,73	0,00	2,51	0,88
TiO₂	1,25	1,21	1,84	1,10	0,45	0,03	0,23	0,04	1,52
P₂O₅	0,04	0,03	0,03	0,35	0,13	0,06	0,03	0,00	0,21
PF	0,51	0,51	0,43	0,36	0,75	0,66	0,33	0,45	0,03
Total	99,79	99,46	99,85	100,96	100,48	98,57	99,58	100,66	99,29
Si	666,12	619,15	467,87	1110,34	838,11	1036,25	828,52	1265,34	823,01
Al	589,41	591,98	854,54	256,21	329,92	386,74	71,30	282,42	268,14
Fe	44,32	56,87	56,47	104,39	76,85	4,07	92,78	2,50	173,57
Mn	0,89	0,97	0,93	1,45	0,49	0,06	5,94	0,07	3,14
Mg	545,61	443,92	473,46	60,64	612,62	19,44	322,50	5,56	152,60
Ca	12,64	124,32	12,50	74,55	3,67	33,88	438,12	43,24	180,46
Na	35,55	18,48	41,23	94,10	10,65	101,23	7,10	142,55	105,00
K	11,47	6,75	5,69	30,76	12,87	206,48	0,00	53,29	18,64
Ti	15,67	15,11	22,98	13,82	5,67	0,43	2,82	0,50	18,97
P	0,54	0,40	0,45	4,95	1,80	0,79	0,37	0,00	2,96

ANNEXE 5

Analyses chimiques des éléments majeurs des faciès dans les gisements d'Ambatomena

Label	Amb G2-1	Amb G2-7	Amb G2-8	Amb G2-9b	Amb G2-12	Amb G4-1	Amb G4-3	Amb G4-5
SiO₂	38,26	36,93	39,02	36,99	58,76	33,83	37,98	37,55
Al₂O₃	33,53	47,46	22,76	18,60	7,83	43,93	29,66	23,26
Fe₂O₃	4,01	7,21	4,37	8,51	6,90	2,49	2,31	10,49
MnO	0,03	0,10	0,02	0,04	0,27	0,02	0,03	0,05
MgO	19,54	3,88	30,99	20,84	9,05	9,67	4,78	14,80
CaO	0,19	0,56	0,04	0,33	14,16	0,05	20,80	1,66
Na₂O	0,93	1,70	0,00	0,54	1,65	1,18	0,25	1,40
K₂O	2,33	0,24	0,49	8,49	0,30	4,60	0,23	6,48
TiO₂	0,57	0,67	0,65	0,55	0,35	2,96	1,58	2,20
P₂O₅	0,06	0,07	0,04	0,05	0,09	0,05	1,68	0,08
PF	0,55	0,17	0,65	1,37	0,44	0,81	1,00	1,18
Total	99,98	99,00	99,05	96,30	99,81	99,58	100,30	99,15
Si	636,96	614,94	649,68	615,85	978,31	563,24	632,38	625,28
Al	657,82	931,12	446,58	364,88	153,68	861,80	581,85	456,31
Fe	50,33	90,58	54,94	106,90	86,71	31,29	28,97	131,83
Mn	0,40	1,42	0,32	0,51	3,81	0,28	0,48	0,68
Mg	484,65	96,33	768,70	516,82	224,45	239,73	118,55	367,11
Ca	3,44	9,95	0,71	5,96	252,55	0,95	370,95	29,55
Na	30,10	54,87	0,00	17,42	53,26	37,94	8,19	45,19
K	49,38	5,16	10,47	180,34	6,45	97,62	4,90	137,52
Ti	7,07	8,39	8,15	6,83	4,38	37,05	19,79	27,47
P	0,78	1,03	0,55	0,65	1,27	0,75	23,70	1,18

ANNEXE 6

Analyses chimiques des éléments majeurs des faciès dans les gisements d'Ambatomena

Label	Amb 8	Amb 18d	Amb 24	Amb 27	Amb 29	Amb 30	Amb 31	Amb 33	Amb 35	Amb 39	Amb 40
SiO₂	35,38	47,59	49,23	49,29	76,47	60,32	29,90	49,57	44,30	68,83	71,64
Al₂O₃	32,61	23,60	14,09	6,60	11,76	20,38	2,68	5,38	26,53	14,60	13,21
Fe₂O₃	18,46	20,23	13,11	7,96	2,06	7,02	1,98	5,21	5,16	3,07	4,32
MnO	0,27	0,16	0,18	0,41	0,03	0,03	0,04	0,09	0,13	0,01	0,04
MgO	6,59	2,43	7,67	10,66	0,04	4,39	20,27	15,59	1,97	0,89	0,97
CaO	0,66	0,25	11,72	24,51	0,59	0,15	27,45	22,26	20,60	1,23	2,34
Na₂O	1,66	0,75	2,60	0,42	2,57	1,05	0,12	0,17	0,34	2,34	2,46
K₂O	3,59	3,53	0,82	0,09	5,29	4,09	0,66	0,43	0,12	6,70	3,47
TiO₂	1,77	1,61	1,18	0,60	0,20	1,04	0,14	0,34	0,23	0,83	0,58
P₂O₅	0,05	0,06	0,13	0,03	0,00	0,05	0,02	0,02	0,16	0,20	0,07
PF	-0,49	0,22	0,00	0,21	0,61	1,01	16,75	0,96	0,19	0,87	0,63
Total	100,56	100,43	100,73	100,78	99,62	99,51	100,00	100,00	99,73	99,55	99,73
Si	589,06	792,32	819,60	820,70	1273,23	1004,26	497,75	825,36	737,51	1146,00	1192,82
Al	639,79	462,96	276,46	129,57	230,70	399,82	52,66	105,51	520,44	286,50	259,21
Fe	231,98	254,17	164,74	100,08	25,94	88,25	24,84	65,46	64,82	38,55	54,32
Mn	3,84	2,31	2,55	5,75	0,37	0,38	0,52	1,27	1,85	0,11	0,54
Mg	163,52	60,29	190,28	264,39	0,92	108,78	502,78	386,53	48,96	22,15	24,06
Ca	11,82	4,46	209,02	437,05	10,52	2,68	489,41	396,84	367,40	21,86	41,69
Na	53,55	24,07	83,84	13,58	82,97	33,90	3,94	5,61	10,90	75,36	79,29
K	76,14	74,99	17,41	1,91	112,40	86,75	14,08	9,07	2,51	142,29	73,67
Ti	22,18	20,18	14,82	7,45	2,47	12,98	1,69	4,19	2,92	10,33	7,28
P	0,75	0,83	1,82	0,38	0,00	0,68	0,31	0,32	2,27	2,78	1,02

ANNEXE 7

1- Résultats d'analyse des Terres Rares des faciès dans les gisements d'Ambatomena

Label	Amb G1-1b	Amb G1-3	Amb G1-4	Amb G1-9	Amb G1-13	Amb G1-20	Amb G1-21	Amb G1-27	Amb G1-29
La	293,75	452,58	194,85	798,45	1538,84	848,73	21,08	112,51	52,54
Ce	202,23	395,67	139,00	547,42	1164,76	568,74	26,01	57,56	46,75
Pr	143,30	299,37	93,83	375,43	850,89	380,82	29,79	32,74	41,42
Nd	98,97	219,08	62,28	261,29	624,31	260,66	27,86	19,69	37,21
Sm	46,62	120,84	29,76	125,58	304,94	109,35	23,75	7,41	29,86
Eu	15,46	88,78	9,03	55,29	36,09	66,94	6,57	31,09	24,53
Gd	26,57	60,40	15,26	71,32	135,05	47,38	15,10	3,44	23,35
Tb	22,19	41,60	10,71	52,02	71,83	25,13	12,66	1,68	22,24
Dy	20,11	30,09	8,15	39,75	39,28	13,37	10,68	1,06	21,07
Ho	18,50	24,11	7,32	31,61	23,03	6,88	9,22	0,71	19,44
Er	19,61	23,83	7,80	28,71	20,58	4,81	8,86	0,68	18,90
Tm	20,34	23,19	8,63	24,48	17,53	2,58	9,06	0,63	18,12
Yb	22,42	23,97	10,16	25,60	18,49	1,91	10,70	0,71	18,43
Lu	21,15	23,55	11,30	27,22	19,34	1,65	12,96	0,87	18,16
La/Yb	13,10	18,88	19,18	31,19	83,22	444,84	1,97	158,76	2,85

ANNEXE 7 (suite)

2- Résultats d'analyse des Terres Rares des faciès dans les gisements d'Ambatomena

Label	Amb G2-1	Amb G2-7	Amb G2-8	Amb G2-9b	Amb G2-12	Amb G4-1	Amb G4-3	Amb G4-5
La	339,25	129,15	278,74	119,67	217,74	481,19	754,70	443,17
Ce	241,57	92,96	170,72	87,88	176,05	339,24	720,33	319,49
Pr	162,19	65,54	110,82	61,46	127,94	239,70	610,77	222,37
Nd	106,75	45,91	73,41	43,27	95,40	172,06	491,77	153,36
Sm	35,40	25,77	31,48	19,81	65,13	77,27	303,90	68,96
Eu	15,43	11,43	6,27	5,27	20,94	27,53	89,85	19,29
Gd	22,11	19,66	15,68	9,20	43,13	37,63	163,93	33,74
Tb	23,69	26,54	9,75	4,65	38,10	25,45	119,65	22,80
Dy	27,59	38,52	6,95	2,81	32,09	18,63	84,97	15,81
Ho	31,13	53,74	5,47	1,68	27,69	14,18	61,82	10,78
Er	36,14	69,22	5,85	1,31	26,71	12,51	52,08	8,05
Tm	39,40	83,09	6,09	1,02	26,20	10,97	42,37	5,23
Yb	43,25	97,46	7,13	1,22	27,15	11,83	37,17	4,55
Lu	43,36	106,11	9,14	1,54	26,98	13,39	30,56	4,61
La/Yb	7,85	1,33	39,10	97,81	8,02	40,68	20,31	97,43

ANNEXE 8

Résultats d'analyse des Terres Rares des faciès dans les gisements d'Ambatomena

Label	Amb 8	Amb 18d	Amb 24	Amb 27	Amb 29	Amb 30	Amb 31	Amb 33	Amb 35	Amb 39	Amb 40
La	216,23	212,72	53,31	76,00	127,51	264,64	44,97	74,65	58,99	1500,82	301,15
Ce	122,46	122,92	47,14	84,95	255,06	184,51	33,70	78,54	30,35	1393,95	219,47
Pr	74,37	77,27	41,18	94,04	47,86	128,88	24,39	68,27	32,42	1145,59	153,89
Nd	51,12	52,55	34,61	83,73	32,82	91,35	17,45	54,58	25,14	880,33	105,76
Sm	49,90	26,34	29,17	63,55	20,56	50,28	10,18	37,32	21,03	412,21	51,73
Eu	29,75	35,04	18,27	17,77	23,82	20,42	6,45	15,06	16,65	38,83	24,34
Gd	59,52	23,89	23,51	37,50	16,80	29,24	6,28	23,42	19,73	149,58	28,48
Tb	70,57	20,96	21,47	30,79	13,83	17,97	5,21	19,84	23,85	82,35	20,99
Dy	87,17	17,44	19,18	24,86	12,61	11,01	4,62	16,68	26,29	43,13	16,56
Ho	104,89	14,78	16,93	19,95	11,29	7,20	4,02	14,09	27,09	20,48	13,92
Er	120,72	12,93	15,77	17,77	11,21	5,64	3,98	13,28	28,84	8,09	13,95
Tm	131,94	11,68	14,72	16,71	10,89	4,65	4,10	12,30	29,32	6,87	13,94
Yb	142,64	12,64	14,79	17,72	11,39	4,90	4,17	12,17	29,10	5,23	14,92
Lu	140,57	13,98	14,38	18,63	11,66	5,44	4,06	11,74	25,21	4,69	15,79
La/Yb	1,52	16,83	3,61	4,29	11,20	54,01	10,78	6,13	2,03	287,12	20,19

ANNEXE 9

Tableau : Analyses chimiques et formules structurales des feldspaths potassiques calculées sur la base de 8 oxygènes

Label	Amb G2-1	Amb G2-1	Amb G2-1	Amb G2-1	Amb G3-1B	Amb G3-1B	Amb G3-1A	Amb G3-1A	Amb G3-1A	Amb G3-1A
No	6	8	14	16	31	37	23	36	38	43
SiO₂	65,03	65,54	65,84	65,91	64,95	66,01	66,36	65,92	65,87	66,72
TiO₂	0,15	0,00	0,01	0,00	0,05	0,01	0,05	0,00	0,05	0,00
Al₂O₃	19,46	19,47	19,89	19,43	18,42	18,70	18,70	18,79	18,68	18,71
Cr₂O₃	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,02	0,02	0,05	0,00	0,00
FeO	0,15	0,03	0,03	0,04	0,01	0,09	0,20	0,03	0,00	0,07
MnO	0,00	0,00	0,03	0,08	0,00	0,00	0,01	0,03	0,06	0,05
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	1,07	0,99	0,87	0,81	0,08	0,01	0,13	0,03	0,08	0,11
Na₂O	5,39	4,85	6,14	4,99	1,49	2,94	3,83	2,97	3,90	4,85
K₂O	8,45	9,42	7,40	9,41	14,72	13,05	11,01	12,29	11,48	9,75
Total	99,70	100,31	100,25	100,66	99,71	100,83	100,30	100,11	100,12	100,26
Si	2,95	2,96	2,95	2,96	3,00	2,99	3,00	3,00	2,99	3,00
Ti	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	1,04	1,04	1,05	1,03	1,00	1,00	1,00	1,01	1,00	0,99
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe²⁺	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,05	0,05	0,04	0,04	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01
Na	0,47	0,42	0,53	0,43	0,13	0,26	0,34	0,26	0,34	0,42
K	0,53	0,59	0,47	0,59	0,90	0,81	0,69	0,76	0,71	0,61
Total	5,05	5,06	5,05	5,06	5,04	5,07	5,04	5,04	5,06	5,04
an	4,94	4,50	4,02	3,65	0,36	0,03	0,63	0,12	0,35	0,53
ab	44,97	39,92	51,17	40,78	12,78	24,10	32,56	25,47	32,36	40,63
or	50,08	55,57	44,81	55,57	86,86	75,87	66,81	74,40	67,29	58,85

ANNEXE 10

Tableau : Analyses chimiques et formules structurales des plagioclases calculées sur la base de 8 oxygènes

Label	Amb G1-1b	Amb G1-1b	Amb G1-1b	Amb G1-21	Amb G1-21	Amb G1-21	Amb G1-4	Amb G1-4	Amb G2-1	Amb G2-6	Amb G4-3A	Amb G4-3A	Amb G4-3A	Amb G4-3A
No	4	5	12	22	65	69	6	7	18	7	7	18	154	202
SiO₂	63,09	61,13	58,74	54,09	53,62	53,71	63,22	62,92	65,15	66,01	43,53	43,44	43,64	43,28
TiO₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,11	0,00	0,04	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,09	0,00
Al₂O₃	21,48	24,31	26,02	28,83	29,19	29,11	23,09	22,46	20,03	21,14	36,06	36,00	35,75	36,36
Cr₂O₃	0,00	0,00	0,05	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00
FeO	0,03	0,04	0,12	0,28	0,03	0,18	0,05	0,12	0,02	0,16	0,02	0,05	0,00	0,19
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,03	0,00	0,12
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	3,35	6,14	7,99	12,15	11,90	12,30	4,39	4,42	1,11	2,18	20,09	20,30	20,48	19,99
Na₂O	5,12	8,35	6,86	4,48	4,42	4,71	8,71	8,78	5,21	10,02	0,21	0,29	0,04	0,20
K₂O	7,10	0,42	0,37	0,35	0,36	0,32	0,89	0,93	8,91	0,66	0,01	0,02	0,01	0,00
Total	100,17	100,40	100,16	100,28	99,66	100,32	100,40	99,64	100,46	100,17	99,97	100,12	100,06	100,16
Si	2,85	2,71	2,62	2,44	2,43	2,43	2,79	2,80	2,93	2,90	2,02	2,01	2,02	2,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	1,14	1,27	1,37	1,53	1,56	1,55	1,20	1,18	1,06	1,09	1,97	1,97	1,95	1,98
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe²⁺	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,16	0,29	0,38	0,59	0,58	0,60	0,21	0,21	0,05	0,10	1,00	1,01	1,02	0,99
Na	0,45	0,72	0,59	0,39	0,39	0,41	0,75	0,76	0,45	0,85	0,02	0,03	0,00	0,02
K	0,45	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,06	0,06	0,56	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	5,05	5,02	5,00	4,99	4,99	5,01	5,01	5,02	5,07	5,00	5,01	5,02	5,00	5,01
an	15,34	28,14	38,25	58,69	58,44	57,93	20,59	20,54	4,99	10,28	98,07	97,35	99,59	98,19
ab	42,45	69,28	59,40	39,15	39,30	40,12	73,78	73,72	42,59	85,46	1,86	2,53	0,36	1,81
or	42,20	2,58	2,35	2,16	2,26	1,94	5,64	5,75	52,42	4,26	0,07	0,12	0,05	0,00

ANNEXE 11

Tableau : Analyses chimiques et formules structurales des phlogopites calculées sur la base de 22 oxygènes

Label	Amb G1-4	Amb G2-1	Amb G4-3A	Amb G4-3A	Amb G1-21	Amb G2-6	Amb G2-6					
No 5	5	5	6	8	10	11	13	8	43	74	6	11
SiO₂	39,11	39,98	39,21	39,40	39,68	39,36	39,22	42,00	41,42	37,83	37,78	56,75
TiO₂	4,55	5,30	5,68	4,39	4,84	4,92	5,26	0,67	0,56	4,68	5,46	0,00
Al₂O₃	15,32	16,03	15,94	16,38	15,88	15,83	16,05	12,87	12,90	12,64	15,68	26,18
Cr₂O₃	0,13	0,00	0,03	0,05	0,00	0,03	0,08	0,06	0,06	0,12	0,04	0,01
FeO	3,80	3,43	3,08	3,00	3,65	3,39	3,30	3,81	3,81	14,08	10,91	1,80
MnO	0,03	0,00	0,01	0,03	0,00	0,01	0,06	0,02	0,00	0,00	0,03	0,05
MgO	21,82	22,42	22,18	22,33	22,12	22,17	22,35	25,80	25,08	14,88	16,98	5,74
CaO	0,03	0,00	0,00	0,00	0,03	0,04	0,01	0,05	0,00	0,04	0,00	0,06
Na₂O	0,00	0,54	0,49	0,16	0,00	0,07	0,12	0,06	0,00	0,00	0,02	0,30
K₂O	10,21	9,47	9,60	10,48	10,00	9,97	10,11	9,91	10,33	9,76	9,85	6,91
F	2,24	1,43	1,83	2,24	1,36	1,78	2,08	5,69	6,07	2,86	0,00	0,00
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	97,24	98,60	98,04	98,46	97,56	97,56	98,64	100,94	100,23	96,89	96,73	97,79
O=F,Cl	-0,94	-0,60	-0,77	-0,95	-0,57	-0,75	-0,88	-2,39	-2,56	-1,20	0,00	0,00
Total	98,19	99,20	98,81	99,41	98,13	98,31	99,51	103,33	102,79	98,10	96,73	97,79
Si	5,57	5,53	5,48	5,52	5,56	5,53	5,48	5,93	5,93	5,72	5,46	7,15
Ti	0,49	0,55	0,60	0,46	0,51	0,52	0,55	0,07	0,06	0,53	0,59	0,00
Al	2,57	2,61	2,63	2,70	2,62	2,62	2,64	2,14	2,18	2,25	2,67	3,89
Cr	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00
Fe²⁺	0,45	0,40	0,36	0,35	0,43	0,40	0,39	0,45	0,46	1,78	1,32	0,19
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Mg	4,63	4,62	4,62	4,66	4,62	4,65	4,65	5,43	5,35	3,36	3,66	1,08
Ca	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01
Na	0,00	0,14	0,13	0,04	0,00	0,02	0,03	0,02	0,00	0,00	0,01	0,07
K	1,85	1,67	1,71	1,87	1,79	1,79	1,80	1,78	1,89	1,88	1,82	1,11
F	1,01	0,62	0,81	0,99	0,60	0,79	0,92	2,54	2,75	1,37	0,00	0,00
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	13,72	13,71	13,69	13,71	13,73	13,73	13,73	14,02	13,98	13,66	13,70	12,31
Al^{IV}	2,43	2,47	2,52	2,48	2,45	2,47	2,52	2,07	2,07	0,00	2,54	0,85
Al^{VI}	0,14	0,14	0,11	0,22	0,17	0,16	0,12	0,07	0,10	2,25	0,13	3,04
XMg	0,91	0,92	0,93	0,93	0,92	0,92	0,92	0,92	0,92	0,65	0,74	0,85

ANNEXE 12

Tableau : Analyses chimiques et formules structurales des saphirines calculées sur la base de 40 oxygènes

Label	Amb-G1-1b	Amb-G1-1b	Amb G1-4	Amb G1-4	Amb G1-4	Amb G1-4	Amb G2-1	Amb G2-1	Amb G2-1	Amb G2-1	Amb G3-1B	Amb G3-1A
No	13	14	18	22	32	12	5	9	10	21	36	35
SiO₂	13,77	13,00	12,72	14,67	14,62	14,97	14,23	13,76	13,99	13,62	12,47	12,07
TiO₂	0,26	0,20	0,19	0,14	0,07	0,00	0,01	0,05	0,00	0,05	0,03	0,00
Al₂O₃	63,72	64,11	64,15	61,04	60,88	61,57	62,98	64,35	62,86	64,72	65,26	65,97
Cr₂O₃	0,00	0,01	0,06	0,08	0,11	0,13	0,14	0,01	0,10	0,04	0,14	0,16
FeO	2,77	3,17	3,50	3,66	3,55	3,93	2,83	2,73	2,82	2,88	4,61	4,47
MnO	0,09	0,10	0,02	0,01	0,02	0,10	0,00	0,05	0,04	0,01	0,06	0,10
MgO	19,75	18,97	18,71	19,54	19,96	19,91	20,01	19,87	19,67	19,35	18,42	17,84
CaO	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,04	0,00	0,01	0,00	0,03	0,00	0,00
Na₂O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K₂O	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
Total	100,38	99,57	99,37	99,15	99,21	100,64	100,21	100,83	99,48	100,70	100,99	100,62
Si	1,60	1,52	1,50	1,73	1,72	1,74	1,65	1,59	1,64	1,57	1,45	1,41
Ti	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	8,71	8,85	8,89	8,48	8,45	8,44	8,62	8,75	8,67	8,81	8,95	9,07
Cr	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,02
Fe³⁺	0,07	0,09	0,11	0,05	0,12	0,10	0,08	0,09	0,07	0,04	0,18	0,13
Fe²⁺	0,20	0,22	0,24	0,31	0,23	0,28	0,20	0,17	0,21	0,24	0,27	0,30
Mn	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01
Mg	3,41	3,31	3,28	3,43	3,50	3,45	3,46	3,42	3,43	3,33	3,19	3,10
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	14,02	14,03	14,04	14,02	14,04	14,03	14,03	14,03	14,02	14,01	14,06	14,05
XMg	0,94	0,94	0,93	0,92	0,94	0,92	0,95	0,95	0,94	0,93	0,92	0,91

ANNEXE 13

Tableau : Analyses chimiques et formules structurales des saphirines dans les gneiss feldspathiques de Sahambano calculées sur la base de 20 oxygènes (Ralantsoarison, 2006)

Label	MOII-2-1	MOII-2-2	MOII-5-3	MOII-12-1
SiO₂	13,35	12,80	12,80	13,24
TiO₂	0,05	0,04	0,00	0,03
Al₂O₃	61,54	61,82	61,74	61,65
Cr₂O₃	0,00	0,00	0,01	0,07
FeO	9,76	9,94	9,24	9,89
MnO	0,00	0,06	0,00	0,08
MgO	15,29	15,12	15,38	14,91
CaO	0,02	0,00	0,00	0,01
Na₂O	0,01	0,01	0,01	0,02
K₂O	0,00	0,00	0,03	0,00
Total	100,02	99,79	99,21	99,90
Si	1,60	1,54	1,55	1,59
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	8,71	8,79	8,80	8,74
Cr	0,00	0,00	0,00	0,01
Fe³⁺	0,11	0,17	0,16	0,09
Fe²⁺	0,87	0,83	0,77	0,91
Mn	0,00	0,01	0,00	0,01
Mg	2,74	2,72	2,77	2,67
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	14,04	14,06	14,06	14,03
XMg	0,76	0,77	0,78	0,75

ANNEXE 14

Tableau : Analyses chimiques et formules structurales des orthopyroxènes calculées sur la base de 6 oxygènes

ANNEXE 15

Tableau : Analyses chimiques et formules structurales des clinopyroxènes calculées sur la base de 6 oxygènes

Label	Amb G4-3A	Amb- G1-21	Amb- G1-21	Amb- G1-21	Amb- G1-21	Amb- G1-21								
No	7	9	31	94	100	101	105	196	197	27	28	30	32	37
SiO₂	52,21	51,21	53,25	52,09	51,12	51,04	54,21	52,79	53,95	51,60	52,03	51,45	50,95	51,08
TiO₂	0,46	1,37	0,37	0,66	0,92	0,69	0,09	0,71	0,29	0,31	0,54	0,17	0,38	0,46
Al₂O₃	4,15	5,71	2,59	2,65	4,52	3,84	0,80	2,89	0,88	2,25	1,86	0,94	2,26	2,66
Cr₂O₃	0,13	0,07	0,03	0,10	0,11	0,00	0,01	0,02	0,04	0,03	0,00	0,06	0,10	0,07
FeO	3,19	3,48	3,25	3,36	3,51	3,50	3,48	2,93	3,51	10,39	9,75	26,32	11,39	11,14
MnO	0,17	0,00	0,00	0,02	0,07	0,00	0,15	0,09	0,11	0,27	0,15	0,73	0,37	0,28
MgO	16,00	14,85	15,89	16,11	15,00	15,22	16,50	15,90	16,43	12,83	13,18	19,27	12,92	13,16
CaO	24,11	24,75	25,32	25,65	25,38	25,15	25,68	25,30	25,46	22,37	22,10	0,67	21,41	21,74
Na₂O	0,31	0,14	0,00	0,00	0,09	0,04	0,06	0,01	0,00	0,25	0,27	0,00	0,30	0,39
K₂O	0,11	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,01	0,04	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,02
Total	100,82	101,57	100,69	100,64	100,74	99,48	100,98	100,66	100,66	100,30	99,90	99,60	100,08	101,01
Si	1,89	1,85	1,93	1,90	1,87	1,89	1,97	1,92	1,97	1,94	1,95	1,97	1,92	1,91
Ti	0,01	0,04	0,01	0,02	0,03	0,02	0,00	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01
Al	0,18	0,24	0,11	0,11	0,19	0,17	0,03	0,12	0,04	0,10	0,08	0,04	0,10	0,12
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe³⁺	0,05	-0,01	0,00	0,06	0,04	0,04	0,04	0,00	0,02	0,04	0,01	0,02	0,07	0,10
Fe²⁺	0,05	0,11	0,10	0,04	0,07	0,07	0,07	0,09	0,09	0,28	0,30	0,82	0,28	0,25
Mn	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01
Mg	0,86	0,80	0,86	0,88	0,82	0,84	0,89	0,86	0,89	0,72	0,74	1,10	0,73	0,73
Ca	0,94	0,96	0,99	1,00	0,99	0,99	1,00	0,99	0,99	0,90	0,89	0,03	0,87	0,87
Na	0,02	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,02	0,03
K	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	4,02	4,00	4,00	4,02	4,01	4,01	4,01	4,00	4,01	4,01	4,00	4,01	4,02	4,03
XMg	0,64	0,43	0,46	0,69	0,57	0,58	0,58	0,47	0,53	0,45	0,43	0,53	0,48	0,50
Wo	48,67	51,18	50,70	50,61	51,60	51,19	49,82	50,83	49,79	45,69	45,43	1,38	43,65	43,84
En	44,93	42,69	44,23	44,21	42,41	43,11	44,51	44,42	44,70	36,45	37,68	55,19	36,64	36,90
Fs	5,28	5,62	5,07	5,18	5,66	5,55	5,48	4,73	5,51	16,93	15,88	43,43	18,61	17,84
Ac	1,12	0,52	0,00	0,00	0,33	0,16	0,19	0,02	0,00	0,94	1,01	0,00	1,11	1,42

ANNEXE 16

Tableau : Analyses chimiques et formules structurales des pargasites calculées sur la base de 23 oxygènes

Label	Amb G1-21 21	Amb G1-21 22	Amb G1-21 23	Amb G1-21 31	Amb G1-21 35	Amb G1-21 38	Amb G1-21 23
No	21	22	23	31	35	38	23
SiO₂	41,18	41,06	41,86	41,05	41,66	41,18	41,42
TiO₂	2,85	2,45	2,23	2,87	2,59	2,58	2,41
Al₂O₃	10,98	11,14	10,86	11,24	10,89	11,81	10,65
Cr₂O₃	0,00	0,01	0,10	0,00	0,04	0,08	0,04
FeO	16,04	15,82	15,39	15,59	15,15	16,31	16,14
MnO	0,17	0,17	0,07	0,08	0,10	0,20	0,07
MgO	10,58	10,81	11,21	10,91	11,24	10,79	11,33
CaO	12,11	11,99	11,86	11,90	11,92	11,74	12,25
Na₂O	1,32	1,39	1,19	1,30	1,18	1,26	1,49
K₂O	2,43	2,38	2,40	2,44	2,44	2,44	2,23
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
O=F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TOTAL	97,65	97,22	97,16	97,38	97,21	98,38	98,04
 Si	6,27	6,27	6,36	6,24	6,33	6,21	6,28
Ti	0,33	0,28	0,26	0,33	0,30	0,29	0,28
Al^{VI}	0,24	0,27	0,30	0,26	0,27	0,31	0,18
Al^{IV}	1,73	1,73	1,64	1,76	1,67	1,79	1,72
Cr	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01
Fe³⁺	0,07	0,18	0,25	0,19	0,19	0,43	0,25
Fe²⁺	1,97	1,83	1,70	1,79	1,73	1,61	1,78
Mn	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,03	0,01
Mg	2,40	2,46	2,54	2,47	2,54	2,42	2,56
Ca	1,97	1,96	1,93	1,94	1,94	1,90	1,99
Na	0,39	0,41	0,35	0,38	0,35	0,37	0,44
K	0,47	0,46	0,47	0,47	0,47	0,47	0,43
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	15,85	15,89	15,82	15,85	15,81	15,86	15,93
XMg	0,55	0,57	0,60	0,58	0,60	0,60	0,59
XFe	0,13	0,25	0,30	0,27	0,26	0,40	0,41

ANNEXE 17

Tableau : Analyses chimiques et formules structurales des grenats calculées sur la base de 24 oxygènes

Label	Amb G2-6	Amb G2-6	Amb G2-6	Amb G2-6
No	<i>1</i>	<i>3</i>	<i>17</i>	<i>19</i>
SiO₂	40,11	40,24	39,60	39,89
TiO₂	0,01	0,00	0,06	0,10
Al₂O₃	22,42	22,53	22,57	22,26
Cr₂O₃	0,02	0,05	0,04	0,00
FeO	25,88	25,50	26,01	25,86
MnO	0,51	0,61	0,51	0,57
MgO	12,27	12,55	11,75	12,31
CaO	0,26	0,28	0,51	0,38
Na₂O	0,00	0,00	0,00	0,00
K₂O	0,01	0,00	0,00	0,00
Total	101,49	101,75	101,04	101,37
Si	6,00	5,99	5,96	5,98
Ti	0,00	0,00	0,01	0,01
Al^{VI}	1,93	1,93	1,95	1,88
Al^{IV}	2,01	2,02	2,05	2,04
Cr	0,00	0,01	0,01	0,00
Fe³⁺	0,07	0,09	0,09	0,13
Fe²⁺	3,16	3,08	3,18	3,10
Mn	0,06	0,08	0,07	0,07
Mg	2,73	2,78	2,64	2,75
Ca	0,04	0,05	0,08	0,06
Na	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	16,02	16,03	16,03	16,04
Ouv	0,04	0,10	0,09	0,00
Alm	51,99	50,70	52,55	50,75
Sps	1,06	1,26	1,07	1,19
Pyr	45,03	45,78	43,53	44,96
Grs	0,68	0,74	1,35	1,00
And	1,20	1,42	1,43	2,12

ANNEXE 18

Tableau : Analyses chimiques et formules structurales des spinelles calculées sur la base de 32 oxygènes

Label	Amb G1-1b	Amb G1-4	Amb G1-4	Amb G1-4	Amb G2-1	Amb G2-9b	Amb G2-9b	Amb G2-6	Amb G2-6	Amb G2-7	Amb G2-7	Amb G4-3A
No	8	11	12	13	1	28	30	5	7	62	64	1
SiO₂	0,000	0,000	0,013	0,073	0,000	0,000	0,000	0,000	0,050	0,004	0,000	0,068
TiO₂	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000
Al₂O₃	68,733	67,367	67,341	66,728	67,798	61,960	62,270	61,588	58,991	60,205	60,082	65,403
Cr₂O₃	0,065	0,000	0,111	0,069	0,025	0,181	0,154	0,108	0,090	0,097	0,081	0,048
FeO	9,226	8,635	9,569	8,913	8,722	22,681	23,129	23,102	28,860	28,137	28,150	15,392
MnO	0,106	0,096	0,029	0,074	0,048	0,215	0,087	0,020	0,034	0,205	0,231	0,201
MgO	22,976	22,404	22,307	22,207	22,627	13,486	13,680	13,765	10,327	10,831	10,690	17,281
CaO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,021	0,000	0,015	0,000	0,015
Na₂O	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
K₂O	0,000	0,003	0,004	0,015	0,000	0,000	0,000	0,005	0,013	0,000	0,008	0,000
Total	101,105	98,503	99,374	98,082	99,220	98,523	99,320	98,608	98,369	99,494	99,241	98,407
Si	0,000	0,000	0,003	0,015	0,000	0,000	0,000	0,000	0,011	0,001	0,000	0,014
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000
Al	15,842	15,902	15,825	15,846	15,888	15,682	15,648	15,601	15,443	15,507	15,522	15,953
Cr	0,011	0,000	0,020	0,012	0,004	0,034	0,029	0,020	0,018	0,019	0,016	0,009
Fe³⁺	0,195	0,132	0,201	0,153	0,143	0,376	0,428	0,503	0,685	0,624	0,614	0,014
Fe²⁺	1,309	1,311	1,390	1,344	1,304	3,672	3,668	3,616	4,617	4,468	4,496	2,648
Mn	0,018	0,016	0,005	0,013	0,008	0,039	0,016	0,004	0,006	0,038	0,043	0,035
Mg	6,694	6,685	6,627	6,666	6,703	4,315	4,346	4,408	3,417	3,527	3,491	5,328
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,000	0,004	0,000	0,003
Na	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
K	0,000	0,001	0,001	0,004	0,000	0,000	0,000	0,001	0,004	0,000	0,002	0,000
Total	24,073	24,050	24,075	24,058	24,054	24,142	24,162	24,190	24,260	24,236	24,232	24,005
XMg	0,836	0,836	0,827	0,832	0,837	0,540	0,542	0,549	0,425	0,441	0,437	0,668
XFe	0,184	0,178	0,194	0,184	0,178	0,486	0,487	0,485	0,611	0,593	0,596	0,333
XCr	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000	0,002	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001

ANNEXE 19

A. Liste des échantillons dans le secteur de Zazafotsy :

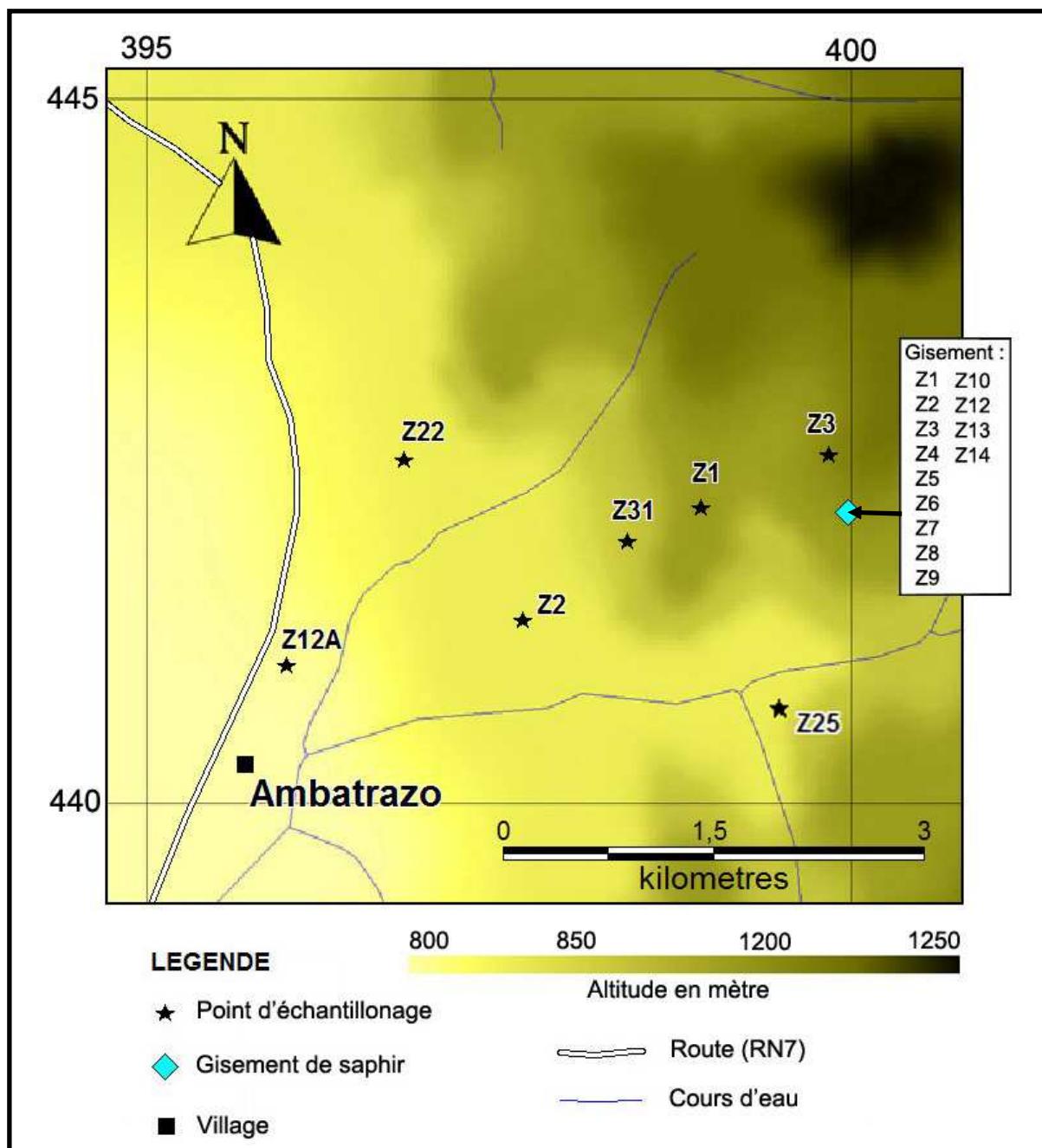
A.1 *Les roches environnantes :*

- Leptynites à grenat et sillimanite (Z2)
- Leptynites à grenat, cordiérite et grenat (Z3)
- Gneiss (Z31, Z22)
- Amphibolites (Z1, Z25)
- Pyroxénites (Z12A)

A.2 *Les roches associées au corindon :*

- Gneiss feldspathiques (Z4, Z10)
- Biotitites à tourmaline (Z5)
- Gneiss feldspathiques à fissures de biotite et de corindon (Z6, Z7, Z13)
- Biotitites à corindon (Z8, Z9)
- Biotitites à grenat (Z12)
- Pegmatites à beryl (Z15)

ANNEXE 20



Localisations des échantillons étudiés sur la carte topographique du secteur de Zazafotsy

ANNEXE 21

A. Liste des échantillons dans le secteur d'Ambatomena :

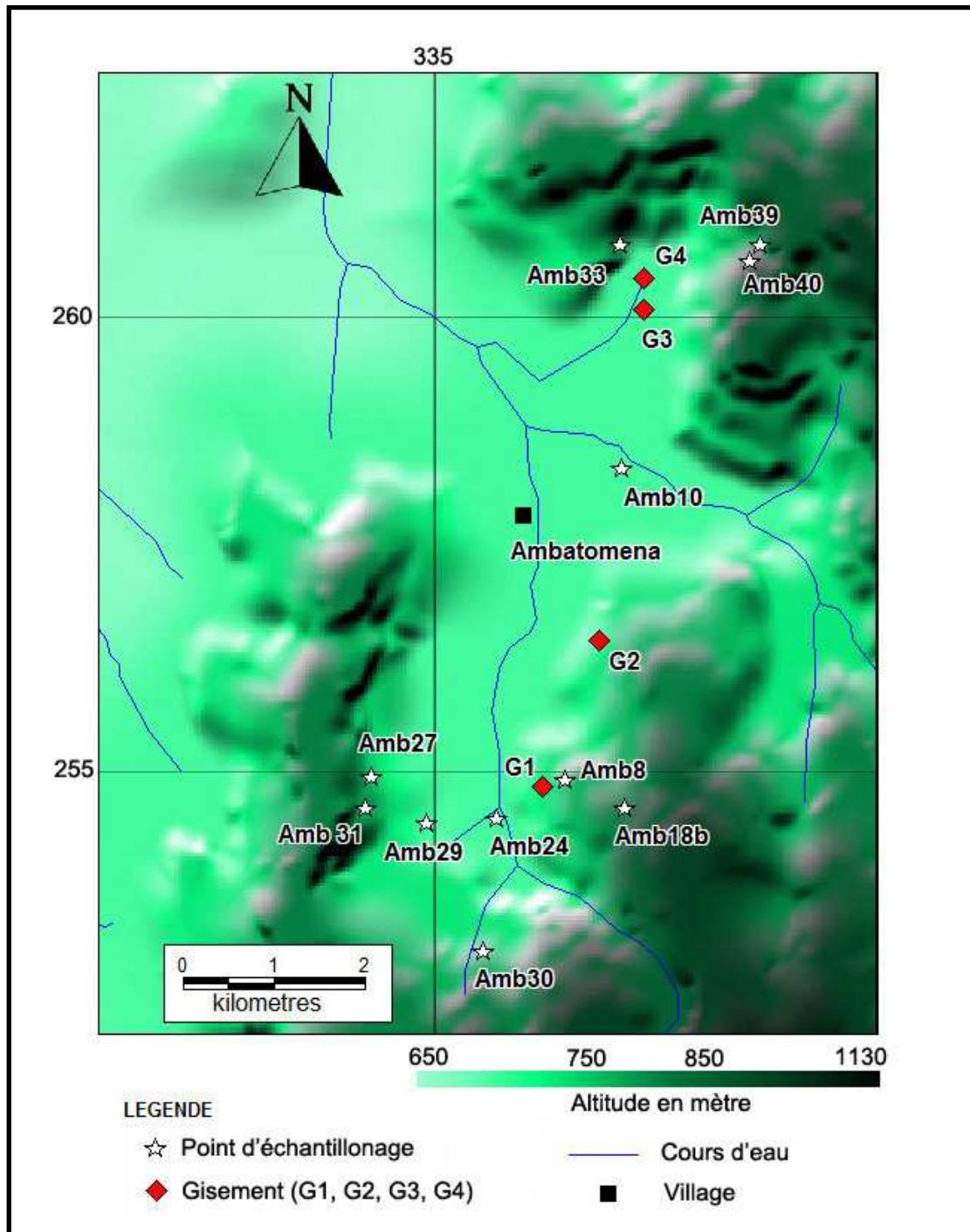
A.1 *Les roches environnantes :*

- Gneiss à cordiérite, grenat et spinelle (Amb 8, Amb 30)
- Gneiss à cordiérite, grenat et disthène (Amb 18d)
- Leptynites à grenat (Amb 29)
- Migmatites (Amb 10, Amb 24)
- Pyroxénites (Amb 27, Amb 33)
- Cipolins (Amb 31)
- Plagioclasites (Amb 35)
- Granites roses (Amb 39)
- Granites porphyroïdes (Amb 40)

A.2 *Les roches associées au corindon :*

- Cordiéritites à corindon, saphirine, spinelle et pyroxène (Amb G1-1b)
- Pyroxénites saphirine, spinelle et pyroxène (Amb G1-3)
- Pyroxénites saphirine et spinelle (à gros grains) (Amb G1-4)
- Charnockites (Amb G1-9)
- Pyroxénites à veines et microlentilles de cordiérite (Amb G1-13)
- Dissogénites (Amb G1-20)
- Amphibolithe à pyroxène (pillow-lavas) (Amb G1-21)
- Pegmatites (Amb G1-27)
- Gneiss à pyroxène (Amb G1-29)
- Pyroxénites à saphirine, spinelle et cordiérite ± corindon (Amb G2-1)
- Grenatites à cordiérite, sillimanite et spinelle (Amb G2-6, Amb G2-7)
- Pyroxénites à saphirine et spinelle (Amb G2-8)
- Phlogopitites (Amb G2-9b, Amb G3-5, Amb G4-5)
- Gneiss à cordiérite et spinelle (Amb G2-12)
- Saphirinites à corindon et sillimanite ± spinelle (Amb G3-1, Amb G3-2, Amb G4-1, Amb G4-1)
- Gneiss phlogopitisé à spinelle ± saphirine (Amb G3-3)
- Plagioclasites à corindon, spinelle et pyroxène (Amb G4-3)

ANNEXE 22



Localisations des échantillons étudiés sur la carte topographique du secteur de Zazafotsy

Les échantillons dans les quatre gisements sont :

- Gisement N°1 (G1): Amb G1-1b, Amb G1-3, Amb G1-4, Amb G1-9, Amb G1-13, Amb G1-20, Amb G1-21, Amb G1-27, Amb G1-29
- Gisement N°2 (G2): Amb G2-1, Amb G2-6, Amb G2-7, Amb G2-8, Amb G2-9b, Amb G2-12
- Gisement N°3 (G3): Amb G3-1, Amb G3-2, Amb G3-3, Amb G3-5
- Gisement N°4 (G4): Amb G4-1, Amb G4-2, Amb G4-3, Amb G4-5

ANNEXE 22

ARTICLE N°2

Revue de Gemmologie n° 158 – décembre 2006

Les saphirs multicolores de Sahambano et Zazafotsy, région granulitique d’Ihosy, Madagascar

Théogène Ralantsoarison¹, **Alfred Andriamamonjy**¹, Yohann Offant², Gaston Giuliani^{3,4*}, Amos Fety Michel Rakotondrazafy¹, Daniel Ohnenstetter⁴, Christian Dunaigre⁵, Anthony Fallick⁶, Madison Razanatseheno¹, Saholy Rakotosamizanany¹, Bernard Moine⁷, P. Baillot⁴

¹Faculté des Sciences, Département des Sciences de la Terre, Université d’Antananarivo, ²Ambohimitsaina, BP 906, Antananarivo 101, Madagascar

³Cerége, Europole Méditerranéen de l’Arbois, BP80, 13545- Aix-en-Provence

⁴*Institut de Recherche pour le Développement, DME, UR154 LMTG, Toulouse, France

Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques/Centre National de la Recherche Scientifique, BP 20, 54501- Vandoeuvre-lès-Nancy, France, gigliani@crpg.cnrs-nancy.fr

⁵Gübelin Gemmological Laboratory, Maihofstrasse, 102, CH-6000 Lucerne 9, Switzerland

⁶Isotope Geosciences Unit, Scottish Universities Environmental Research Centre, East Kilbride, Rankine Avenue, Glasgow G75 0QF, Scotland, UK

⁷Piac, 82400-Valence D’Agen

Résumé

Les gisements de saphirs multicolores de Sahambano et de Zazafotsy se situent dans le domaine granulitique du sud de Madagascar. Il s’agit de gisements métamorphiques d’un type nouveau situé dans une zone de cisaillement, et résultant de l’interaction de fluides métasomatiques sur une roche hôte formée par un gneiss feldspathique. La gamme de couleur rencontrée pour les saphirs multicolores est fonction de la variation du rapport Fe/Cr pour une teneur en fer quasiment constante.

Abstract

The multi-coloured sapphire deposits of Sahambano and Zazafotsy are located in the granulitic domain of southern Madagascar. They define a new type of metamorphic deposit resulting from the interaction of metasomatic fluids on feldspathic gneisses in a shear zone. The variety of colour for sapphires is function to the variation of the Fe/Cr ratio at constant iron content.

Les gisements de corindons de Madagascar

Les gisements de corindons se situent pour la plupart dans les terrains métamorphiques précambriens et les terrains volcaniques plio-quaternaires de Madagascar (Figure 1). Les gisements primaires peuvent être subdivisés en trois groupes suivant leur cadre géologique (Rakotondrazafy et al., 2005) : i) magmatique, et associés à des syénites, des pegmatites et des xénolithes de pyroxénites contenus dans des basaltes alcalins ; ii) métamorphique ; et iii) métasomatique et reliés à l'interaction de fluides sur différents protolithes précambriens (gneiss, granulites acides et mafiques à ultra-mafiques, marbre et cipolins). Les gisements secondaires sont d'origine détritique. Plusieurs types peuvent être distingués suivant leur

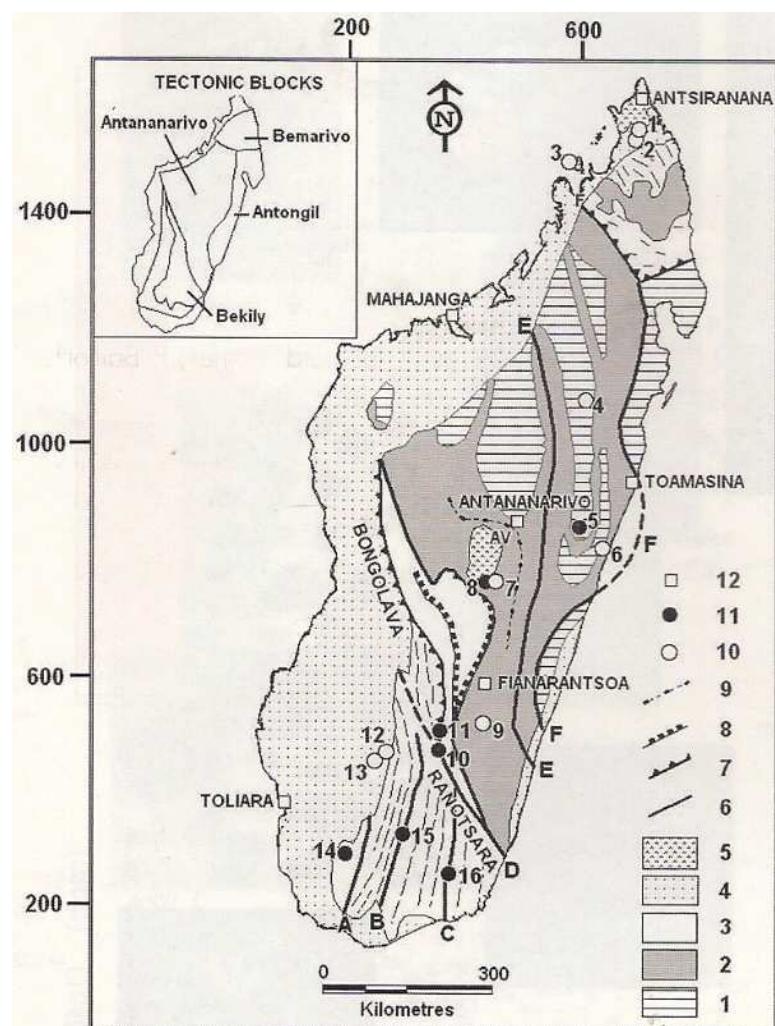


Figure 1 : Le Précambrien de Madagascar avec ses structures tectoniques majeures et ses gisements de corindons (modifié d'après de Wit, 2003). 1 : Archéen ; 2 : Archéen indifférencié et terrains néoprotérozoïques ; 3 : Méso-protérozoïque ; 4 : Couverture phanérozoïque ; 5 : Provinces volcaniques du Néogène au récent. 6 : Zones de cisaillement avec A=Ampanihy, B=Voronkafotra C=Tranomaro, D=Ranontsara-Bongolava, E=Ifanadiana-Angavo, F=Betsimisaraka ; 7 : chevauchements ; 8 : Défachements ; 9 : AV=Virgation d'Antananarivo ; 10 : Placers à corindons avec 1=Anivorano, 2=Ambondromifehy, 3=Nosy Be, 4=Andilamena, 6=Vatomandry, 7=Kianjanakanga-Mandrosohasina, 9=Miarinarivo, 12=Ilakaka, 13=Sakaraha ; 11=Gisements primaires avec 5=Ambohitrafenitra (Beforona), 8=Soamiakatra, 10=Sahambano, 11=Zazafotsy ; 14=Ejeda-Fotadrevo area, 15=Ambatomena, 16=Tranomaro area (Andranondambo). 12=Ville

environnement géologique c'est-à-dire soit sédimentaire avec les paléoplacers localisés dans les sédiments triasiques de l'Isalo au Sud-ouest de la ville de l'Ihosy, soit volcanique avec les placers situés dans le massif de l'Ankaratra sur le plateau central et la province volcanique de la montagne d'Ambre dans le Nord de l'île, et finalement les placers d'origine inconnue comme ceux d'Andilamena et de Vatomandry (Figure 1).

Les gisements de corindons en contexte métamorphique

Ces gisements se localisent dans le domaine granulitique du Précambrien du Sud de Madagascar (Figure 2). Le socle précambrien comprend des reliques de croûte continentale ancienne (de Wit, 2003) qui sont été remobilisées, entre 950 et 450Ma, au cours de l'orogénèse panafricaine (Kroner, 1984). Le processus de collision entre l'Est et l'Ouest du

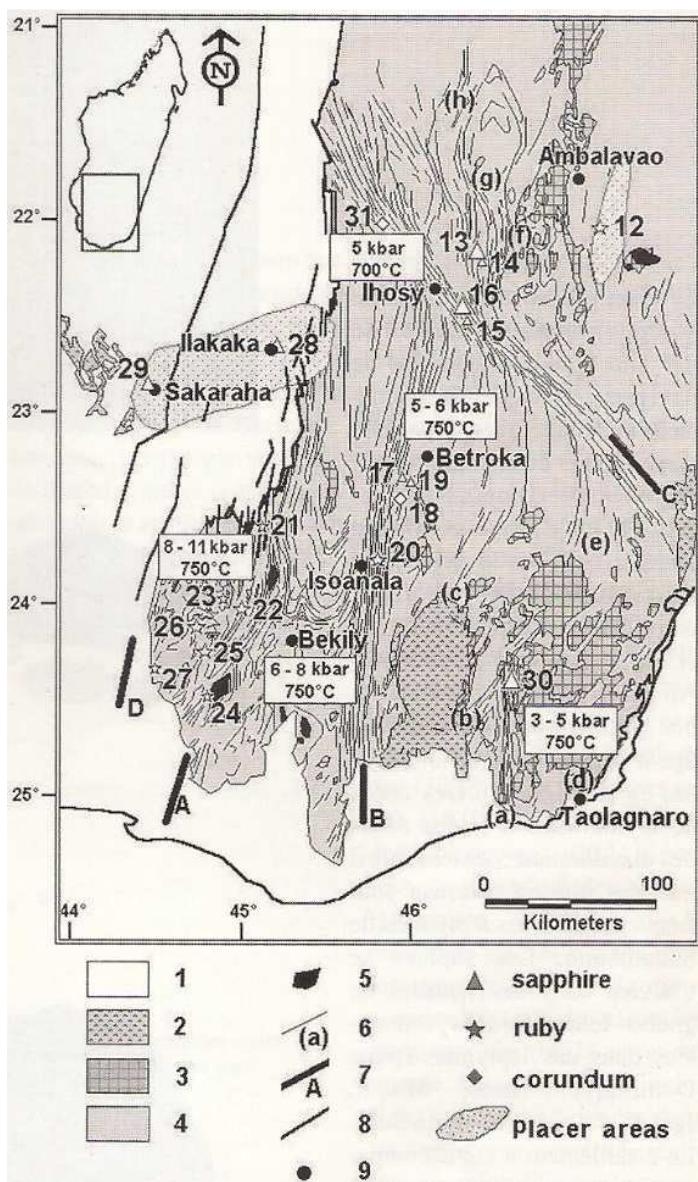


Figure 2 : carte structurale et lithologique du Sud-Est de Madagascar avec ses gisements de corindons (modifiée d'après Martelat et al., 2000).

1 : Couverture sédimentaire phanérozoïque ; 2 : Terrains volcaniques de l'Androy ; 3 : Granites, charnockites et tonalites ; 4 : Socle avec les différentes unités métamorphiques précambriences ; 5 : Anorthosites ; - : Zones de cisaillement mineurs : (a), (b), (c), (d), (e), (f), (g), (h) ; 7 : Zones de cisaillement majeurs avec A = Ampanihy, B = Beraketa, C = Ranontsara ; 8 : Foliation ; 9 : Village.

La pression (P en kbar) et la température (T en °C) sont de Ackermann et al. (1989), Nicollot (1990), et Moine et al. (1985).

continent Gondwana provoqua la formation d'une ceinture mobile néo-protérozoïque (~ 650 Ma), en faciès granulite. Les terrains granulitiques sont divisés en quatre groupes lithostratigraphiques (Bésairie, 1967 ; de Wit, 2003), correspondant à la juxtaposition de blocs tectoniques de différents niveaux crustaux (Martelat et al., 1997 ; 2000 ; de Wit, 2003).

Ce patchwork est dû aux mouvements relatifs de zones de cisaillement majeures qui affectèrent la croute continentale. La température du métamorphisme est de l'ordre de 750°C dans tous les blocs ; la pression est de 11 à 8 kbar à l'ouest, et de 5 à 3 kbar à l'est (Nicollet, 1990). Les granites sont abondants dans la partie orientale alors que les roches basaltiques et les anorthosites prédominent dans la partie occidentale.

Les gisements de corindons se rencontrent dans les différents blocs tectoniques mais ils sont associés aux zones de cisaillement (Figure 2). Ces structures tectoniques ont joué le rôle de drains pour la circulation des fluides qui ont réagi sur les roches hôtes des corindons. La nature des roches varie depuis des gneiss feldspathiques (gisements de Zazafotsy et Sahambano), des cordiérites (Iankoroka et Ambatomena), des amphibolites et des anorthosites (Ejeda, Fotadrevo, Vohitany and Gogogogo) jusqu'à des marbres impurs (skarns de Tranomaro). Les « sakénites » décrites par Lacroix (1941) se trouvent dans des séries métamorphiques formées par des paragneiss comprenant des intercalations d'amphibolite, de clinopyroxénite et de marbre impur (indices de Sakeny, Vohidava, Ejeda-Anavoha et de Tranomaro-Andranondambo). Les « sakénites » correspondent à des veines feldspathiques (plagioclase) ou à des ségrégations de plagioclase \pm spinelle \pm corindon \pm phlogopite et \pm hibonite.

Les gisements de corindons associés aux gneiss feldspathiques

Le gisement de Sahambano

Ce gisement se situe 30 km à l'Est de la ville d'Ihosy (Figure 2). Le gisement a été découvert en 1999 et il est exploité par la société Tany Hafa S.A. Les cristaux de saphirs sont multicolores parfois polychromes mais rarement de qualité gemme : 100kg de corindons prélevés dans le matériel extrait et lavé contiennent 24kg de saphirs colorés avec 1kg de cristaux translucides et 50g de qualité gemme (Offrant, 2005). La répartition des couleurs est de 15% de brun à orange, 5% d'orange à rose, 40% de rose à mauve, 5% de mauve à fuchsia et 35% de violet à bleu. L'utilisation de traitements thermiques est indispensable pour améliorer la couleur et la transparence des cristaux.



Figure 3 : Gisements de Zazafotsy et Sahambano

Gisement de Sahambano

A- Formation des biotites à saphir le long de plans de fractures qui recoupent des gneiss feldspathiques (tranchée Momo). Le schiste à biotite (b) s'est développé sur un gneiss feldspathique à grenat (gn1) et un gneiss à saphirine (s). Une pegmatite (p) est recoupée par une biotite. La bordure Ouest de la trachée est formée par une leptynite à biotite et grenat (gn3). Gneiss à sillimanite (gn2), biotite et grenat. Photo : G. Giuliani. – **B**- Sapphirs multicolores. Photos : Y. Offant. – **C**- Cristal composite formé d'un prisme court rosé ® et d'un prisme long bleuté (b). La zone de contact entre les deux prismes est brutale. fd= feldspath potassique ; sp= spinelle. Photos : P. Baillot. – **D**- Cristal composite formé d'un prisme long de couleur marron (m) chapeauté par un prisme court violet (v) où s'observent les faces du rhomboèdre et du pinacoïde. Photo : Baillot. – **E**- Cristaux de sapphirs de différentes couleurs et de formes. Photos : P. Baillot.

Gisement de Zazafotsy

F- Gneiss feldspathique (A) affecté par des fissurations à biotite (B) provoquant une transformation totale du gneiss en biotite à grenat et saphir (C). Les bordures des lentilles à saphirs sont formées parfois d'une alternance de biotite et de tourmalinite (D). fb= fissuration à biotite ; s= saphir ; f= feldspath ; b= biotite ; g= grenat. Photo : P. Baillot. – **G**- Biotite (b) à saphir rose (s). Photo : G. Giuliani. – **H**- Sapphirs de différentes couleurs et d'habitus. Photo : P. Baillot. – **I**- Croissance cristalline d'un saphir rose à mauve affectée par des plans de glissements. – **J**- Cristal de saphir (s) entouré d'une couronne de réaction métamorphique à feldspath potassique (f) dans une matrice à biotite (b) et grenat (g). Photo : P. Baillot. – **K**- Réaction de retromorphose du saphir (s) en feldspath potassique (f) et spinelle (sp) dans une matrice à biotite (b) et grenat (g). Photo : Y. Offant.

Cadre géologique

Le gisement se trouve dans le groupe Tranomaro, caractérisé par une grande abondance de paragneiss calciques et magnésiens et de leptynites. Il se situe dans la zone de cisaillement de Ranotsara, d'approximativement 30km de large et 300km de long, qui a été le siège d'une déformation ductile importante entre 600 et 500 Ma (Martelat et al., 2000). Une datation Ar-Ar sur une biotite associée à une biotitite à saphir a donné un âge à 492 ± 5 Ma (Giuliani et al., en préparation). Des zones de mylonitisation et des zones de cisaillement dextres ainsi que des plis en fourreau sont fréquents dans des leptynites de Sahambano. Les saphirs se trouvent dans des lentilles de gneiss feldspathiques intercalées dans des leptynites (puits Dominique, Nono, Momo, Jeanne d'Arc et Ambinda Sud). Le cisaillement a été accompagné par l'ouverture de fractures qui ont permis aux fluides de circuler. L'interaction fluide-roche a provoqué une biotitisation des gneiss feldspathiques (Figure 3A). Les saphirs se trouvent dans des biotites qui contiennent du spinelle et de la sillimanite, et dans des gneiss à saphirine composés de feldspath potassique, biotite, sillimanite, spinelle, saphirine, grenat et albite. Les saphirs se sont formés durant le stade prograde du métamorphisme à une température $\sim 650^\circ\text{C}$ et une pression ~ 5 kbar, et suivant la réaction métamorphique (Ralantsoarison, 2006) : $3\text{hercynites} + \text{feldspath patassique} + \text{H}_2\text{O} \rightarrow 3\text{corindons} + \text{annite}$.

Minéralogie

La taille des cristaux varie du mm à 5cm. Les saphirs montrent toute une gamme de couleurs qui est fonction de la variation de leur teneur en chrome et en fer, depuis l'incolore, gris, grisâtre « vert de gris », bleu, orange, rose, rose orangé, rose foncé, violet, mauve, marron au rouge et fuchsia (Figure 3B, E). Les cristaux sont automorphes. Ils présentent des habitus prismatiques courts ou longs qui sont souvent associés au rhomboèdre (10.1), au prisme hexagonal (10.0) ou (11.0) et aux deux pinacoïdes (00.1) ; parfois, ils possèdent des habitus laminaires comprenant le pinacoïde ou des formes prismatiques constituées de dipyramides hexagonales associées au pinacoïde (00.1) et/ou au prisme hexagonal. Les inclusions solides déterminées dans des saphirs par une étude réalisée au microscope électronique à balayage sont le feldspath potassique, le zircon, la barytine, la spinelle, la monazite (variété chéralite), la sillimanite, le diaspore, l'albite et la pyrite.

Les saphirs apparaissent dans des zones métasomatiques formées au dépens des gneiss feldspathiques peralumineux qui ont fourni l'aluminium et les éléments chromophores (Cr, Fe, Ti) indispensables à la formation et à la coloration du saphir (Figure 4). La distribution des couleurs est contrôlée par la lithologie : le bleu est rencontré dans les biotites, le vert à marron

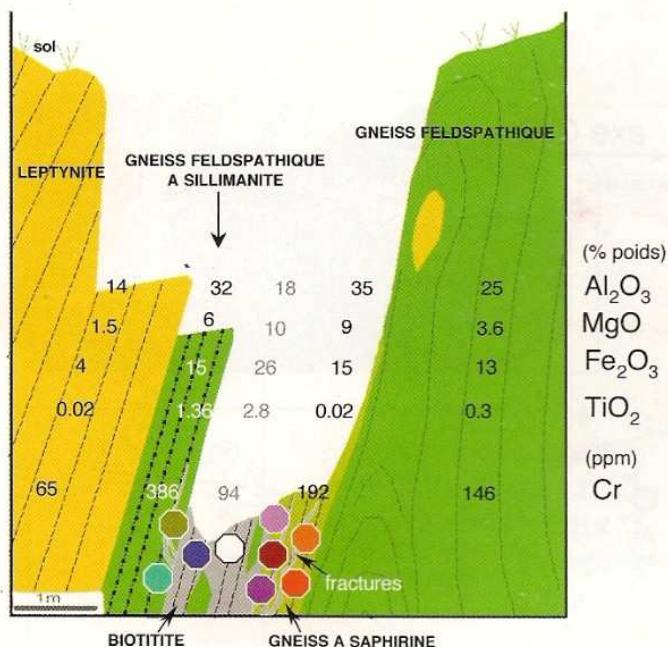


Figure 4 : Coupe géologique schématique de la tranchée Momo dans le saphir de Sahambano (Ralantsoarison, 2006). La minéralisation est contenue dans des gneiss feldspathiques biotitisés. La teneur respective en Al, Mg, Fe, Ti (% poids) et en Cr (ppm) pour les différentes roches hôtes et les roches métasomatisées (biotite) est reportée. La distribution des saphirs colorés est reportée dans les différentes zones. Les éléments majeurs et traces sur roches totales ont été déterminés par ICP-MS au laboratoire du SARM (CRPG/CNRS).

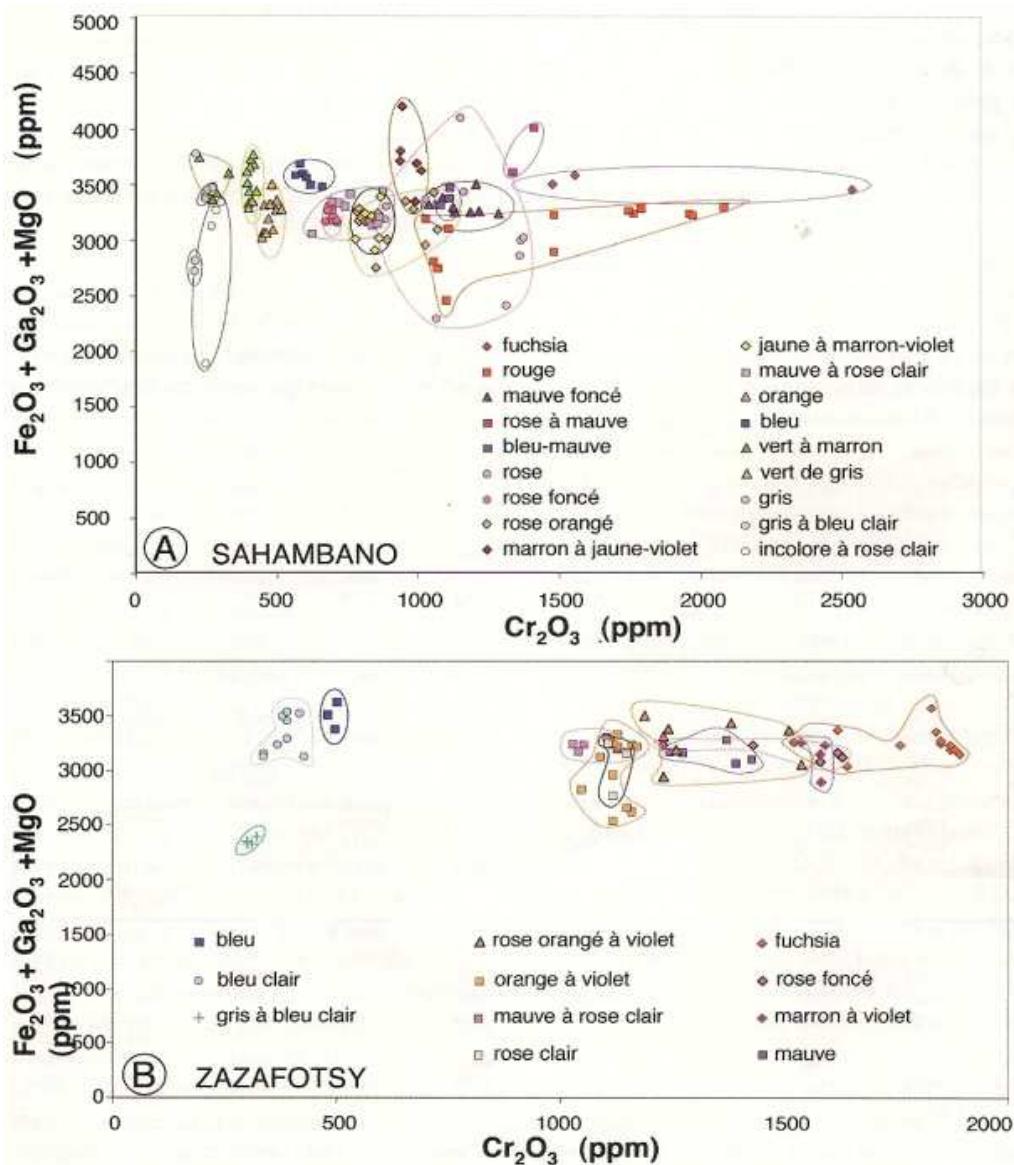


Figure 5 : Diagramme Cr₂O₃ en fonction de Fe₂O₃ + Ga₂O₃ + MgO (en ppm) des différents saphirs colorés de Sahambano (A) et Zazafotsy (B). Les sections polies de saphirs ont été analysées par la microsonde électronique CAMECA SX 100 (Université Nancy I). Les conditions analytiques utilisées : tension 15 kv, courant 10 nA, temps de comptage 20s pour Al, et 25 kv, 150 nA, 120s pour les éléments traces

et « vert de gris » dans les gneiss feldspathiques à sillimanite, et le rouge à fuchsia, rose à rose orangé se situent dans les gneiss feldspathiques à saphirine. Les autres couleurs sont distribuées à l’interface biotite-gneiss feldspathique à saphirine biotitisé.

Chimie des Saphirs

Les éléments majeurs et traces de plus de 17 saphirs de différents couleurs ont été analysés à la microsonde électronique CAMERA SX100 de l’Université de Nancy I. Les résultats sont présentés dans le Tableau I. Des teneurs significatives en Fe, Cr, Mg, Ga et Ti ont été mises en évidence. La teneur moyenne en Fe_2O_3 est de 2800 ppm et elle peut atteindre 4000 ppm ; la teneur en Cr_2O_3 est comprise entre 300 et 2500 ppm. Les teneurs en Ga_2O_3 et MgO sont comprises respectivement entre 90 et 220 ppm et 70 et 130 ppm. La teneur en TiO_2 est significative pour les cristaux de couleur verte à marron à « vert gris », et en dessous des limites de détection pour les autres couleurs (~22 ppm). La figure 5A montre que la couleur est fonction du rapport Fe/Cr pour une teneur en fer quasiment constante (~3200 ppm en Fe_2O_3) : forte teneur

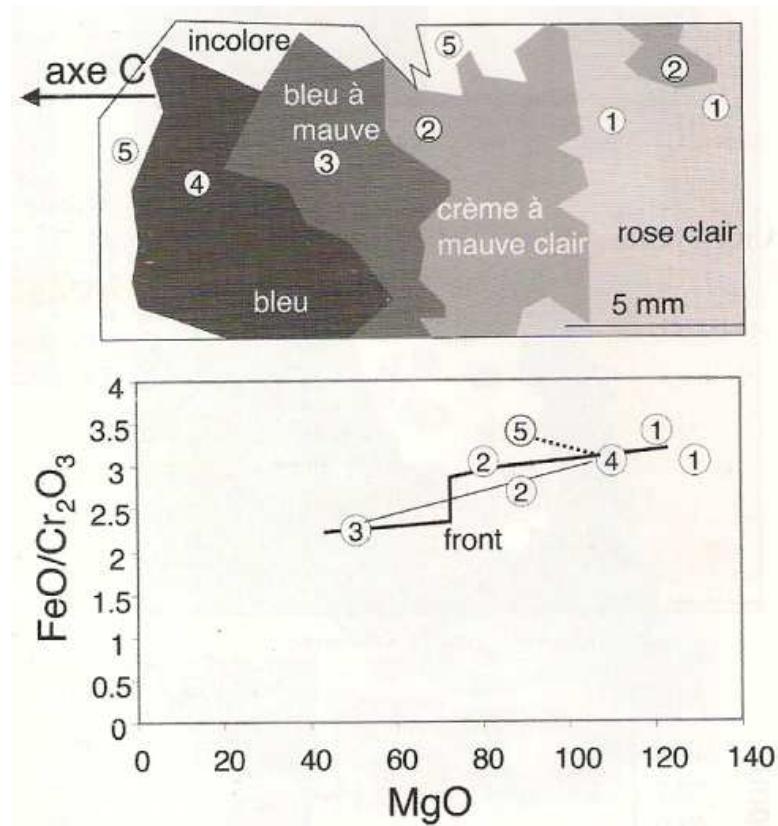


Figure 6 : Coupe d’un saphir coloré de Sahambano mettent en évidence la variation chimique des zones internes aux zones externes du cristal dans la représentation MgO en fonction du rapport $\text{FeO}/\text{Cr}_2\text{O}_3$.

en chrome pour la couleur rouge à fuchsia et basse teneur en chrome pour les saphirs incolores et bleus. La teneur en chrome est toujours inférieure à celle du fer et le corindon peut-être appelé

saphir et non rubis malgré sa couleur fuchsia ou rouge ; La couleur rose orangé qui est la couleur attribuée par la définition au saphir « padparadscha » (Notari, 1997) a une teneur en chrome comprise entre 780 et 1053 ppm. Les cristaux polychromes ne sont pas fréquents dans toute la production de saphirs de Sahambano. De tels cristaux sont zonés et contact entre les différentes zones est soit progressif soit brutal. Quelques cristaux sont composites et ils se présentent sous la forme de prismes courts incolores chapeautés par un prisme long de couleur rosé où sont associés les faces du rhomboèdre (10.1) et du pinacoïde. Le contact entre les deux prismes hexagonaux est net ; le second prisme donne l'impression d'avoir poussée sur une plaque de germination formée par le premier cristal qui présente des traces de dissolution sur ses faces cristallines (Figure 3C).

Tableau 1 : Composition chimique (en % poids) des saphirs de Sahambano et de Zazafotsy, et des Rubis de Soamiakatra et d'Ilakaka pour comparaison.

couleur	rouge	fuchsia	rose-violet	rose	rose foncé	SAHAMBANO	vert de gris	marron à jaune-violet	bleu	bleu clair	incolore
						rose orangé					
Al ₂ O ₃	99,2	99,67	99,08	99,80	99,60	99,28	99,90	98,67	99,38	99,41	97,99
MgO	0,008	0,009	0,011	0,012	0,009	0,009	0,007	0,013	0,010	0,013	0,012
TiO ₂	bdl	bdl	0,008	0,006	bdl	bdl	bdl	0,013	0,012	0,013	0,011
V ₂ O ₃	bdl	bdl	0,008	bdl	bdl	bdl	bdl	0,009	0,006	0,009	bdl
Cr ₂ O ₃	0,208	0,253	0,140	0,103	0,068	0,102	0,047	0,043	0,094	0,059	0,096
FeO	0,269	0,291	0,329	0,276	0,273	0,242	0,284	0,289	0,315	0,301	0,293
Ga ₂ O ₃	0,022	0,013	0,021	0,017	0,018	0,017	0,008	0,009	0,011	0,013	0,015
total	99,71	100,24	99,60	100,21	99,97	99,65	100,25	99,04	99,83	99,75	99,84
ZAZAFOTSY											
couleur	fuchsia	rose foncé	marron à violet	mauve	rose orangé à violet	orange à violet	mauve à rose clair	rose clair	bleu	bleu clair	gris à bleu clair
Al ₂ O ₃	98,63	98,64	99,22	98,66	99,25	98,64	99,51	99,00	99,14	99,07	100,04
MgO	0,008	0,006	bdl	0,004	0,012	0,006	0,011	0,007	0,011	bdl	0,013
TiO ₂	bdl	0,006	0,010	0,005	0,005	0,006	0,008	0,002	0,007	0,016	0,015
V ₂ O ₃	0,005	0,004	0,006	0,005	0,007	0,004	0,002	0,005	0,005	0,007	0,007
Cr ₂ O ₃	0,188	0,113	0,158	0,143	0,151	0,113	0,138	0,111	0,050	0,034	0,032
FeO	0,299	0,306	0,294	0,288	0,308	0,306	0,310	0,307	0,314	0,309	0,214
Ga ₂ O ₃	0,012	0,009	0,022	0,014	0,016	0,009	0,022	0,010	0,014	0,005	0,012
total	99,14	99,08	99,71	99,12	99,75	99,09	100,00	99,44	99,54	99,44	100,33
SOAMIAKATRA											
couleur	rubis										
Al ₂ O ₃	98,27	99,61	97,55	97,73	96,64	98,16	97,70	97,80	97,18	97,85	97,66
MgO	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na
TiO ₂	0,094	0,006	0,022	0,034	0,042	0,028	0,042	0,054	0,027	0,007	bdl
V ₂ O ₃	0,007	0,006	bdl	bdl	0,042	0,060	0,062	bdl	0,086	bdl	bdl
Cr ₂ O ₃	0,383	0,035	0,630	0,730	0,989	0,857	0,932	0,798	0,830	0,222	0,328
FeO	0,562	0,327	0,503	0,524	0,509	0,521	0,525	0,527	0,513	0,259	0,198
Ga ₂ O ₃	bdl	0,007	0,011	0,009	0,003	0,010	0,007	0,009	0,011	0,013	0,014
total	99,32	99,99	98,72	99,03	98,22	1,476	99,27	99,19	98,64	98,35	98,20

Quelques cristaux sont formés par un prisme hexagonal unique composé de zones de différentes couleurs (Figure 3D). La figure 6 montre une section parallèle à l'axe c d'un tel cristal. La traversée réalisée à la microsonde électronique du cristal met en évidence une diminution du rapport Fe₂O₃/Cr₂O₃ en fonction de la teneur en MgO depuis une zone rose clair (zone 1) à une zone mauve clair (zone 2). Cependant entre les zones 2 et 3 (zone 3 = violet à bleu), la transition est brutale et marquée par un important front géochimique. La transition entre les zones 4 et 5 c'est-à-dire du bleu à l'incolore, marque une discontinuité géochimique majeure, pouvant que la composition chimique du fluide a totalement changé avec un rapport élevé en Fe₂O₃/Cr₂O₃ et

bdl = en dessous de la limite de détection; limite de détection par élément (en ppm) : Mg = 34; Ti = 22; V = 22; Cr = 26; Fe = 24; Ga = 43.

na = non analysé

une forte teneur en MgO comme dans la zone I. De tels phénomènes chimiques indiquent une circulation de fluides à plusieurs étapes avec la formation de fronts métasomatiques accompagnés parfois d'une dissolution hydrothermale partielle des faces des cristaux ainsi que d'une recristallisation sous des conditions P-T inchangées mais avec des variations du rapport $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Cr}_2\text{O}_3$. Dans les zones d'infiltration hydrothermale caractérisées par une intense micro-biotitisation développée à petite échelle et aboutissant à la formation de biotites, le rapport $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Cr}_2\text{O}_3$ est élevé (compris entre 3 et 5), et ensuite dans la roche initiale infiltrée, il diminue jusqu'à 1,5 (pour la couleur fuchsia). La circulation de fluides métasomatiques a joué un rôle clé

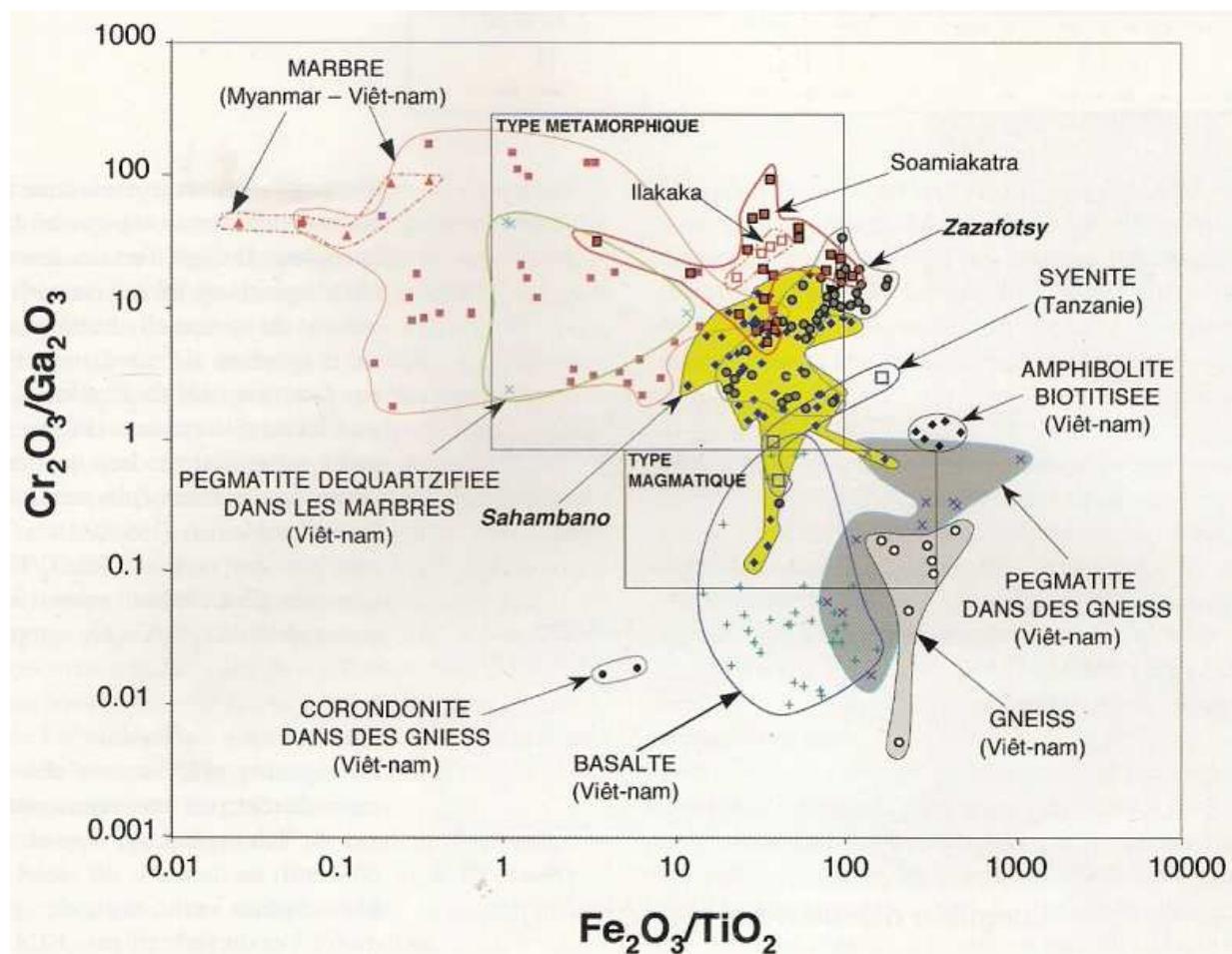


Figure 7 : Diagramme géochimique $\text{Fe}_{2\text{O}_3}/\text{TiO}_2$ en fonction de $\text{Cr}_{2\text{O}_3}/\text{Ga}_{2\text{O}_3}$ pour les saphirs de Sahamabano et de Zazafotsy, et les rubis des gisements de Soamiakatra et d'Ilakaka.

Toutes les données géochimiques se trouvent dans le domaine des corindons métamorphiques défini par Sutherland et al. (1998). Le domaine géochimique de saphirs et de rubis provenant de différents contextes géologiques du Viêt-Nam sont de Pham Van et al. (2004), pour les syénites de Garba Tula en Tanzanie de Simonet et al. (2004).

dans les échanges et le transfert d'éléments pour la formation des saphirs dans les schistes à biotite et dans les gneiss feldspathiques à saphirine biotitisés. Les compositions isotopiques de l'oxygène des saphirs sont homogènes et comprises entre 5.6 et 5.7 % pour les cristaux du puits Momo et 6.5 % pour ceux du puits Dominique (Tableau 1). La composition isotopique du saphir

est tamponnée par l'encaissant gneissique et il n'y a aucune variation isotopique en fonction de la couleur. Il s'agit d'un fluide unique qui a circulé plusieurs fois au cours du fonctionnement du système hydrothermal. Le diagramme de corrélation $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ en fonction de $\text{Cr}_2\text{O}_3/\text{Ga}_2\text{O}_3$ pour les saphirs de Sahambano (Figure 7) montre qu'ils se projettent dans le domaine des corindons métamorphiques définis par Sutherland et al. (1998). Ils se caractérisent par les rapports $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Ga}_2\text{O}_3$ compris entre 1 et 70.

Spectroscopie des saphirs

Les spectres d'absorption des saphirs se caractérisent par une augmentation continue de l'absorption du domaine du rouge (750 nm) au domaine du violet (350 nm). L'absorption est marquée au niveau du Cr^{3+} et de Fe^{3+} (Figure 8). Les saphirs rosés présentent un épaulement vers 556 nm et une absorption à 397 nm, caractéristique des bandes d'absorption du Cr^{3+} . Les saphirs orangés présentent un épaulement vers 556 nm (Cr^{3+}) et un léger pic à 376 nm caractéristique d'une des bandes d'absorption du Fe^{3+} . Ces observations sont en accord avec le fait que lorsque l'on passe d'une couleur rosée à orange, le rapport $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Cr}_2\text{O}_3$ du saphir augmente. Les spectres d'absorption des saphirs de Sahambano présentent certaines caractéristiques propres aux saphirs de type « padparadscha » sri lankais (Figure 8). Pour les saphirs sri lankais, la teneur croissante en chrome des saphirs (spectres a à e : Schmetzer et Schwarz, 2004) se caractérise par une augmentation de l'intensité des pics et des bandes d'absorption de Cr^{3+} (556, 410 ou 397 nm). Cependant, pour les saphirs de couleur jaune-orangé (spectres c et e) les bandes d'absorptions liées au Fe^{3+} prédominent sur celles du Cr^{3+} . Pour les saphirs de couleur jaune, ces mêmes bandes d'absorption sont dues à la présence de centres colorés dans la structure cristalline du minéral.

Le saphir rose orangé de Sahambano bien que pierreux et fracturés présente des caractéristiques qui peuvent répondre aux différents critères établis pour le saphir de type « padparadscha » (Notari, 1997) : la couleur (rose orangé), la chimie (présence de fer et de chrome) et les spectres d'absorption (bands d'absorption du Cr^{3+} et du Fe^{3+}). Il en diffère par l'absence de zone de colorations bleutées, la nature des inclusions solides, l'absence de centre coloré. La « padparadscha » est une variété chromatique et non géographique de saphir (Notari, 1997). Le saphir de Sahambano ne correspond pas à l'habitus « original » et « antique » sri lankais. Il ne s'agit ni d'un habitus « induit » ou « traité », ni d'un habitus « fallacieux ». En effet, les saphirs ne sont pas traités et l'étude au microscope électronique à balayage a mis en évidence la présence de diaspore dans les fractures mais pas d'oxyde de fer. Il s'agit d'un saphir rose orangé sans transparence et fracturé, caractérisé par des substitutions de Cr^{3+} et du Fe^{3+} avec Al^{3+} dans le

site octaédrique et qui possède les caractéristiques d'absorption d'un cristal qui contient uniquement du fer et du chrome.

Le saphir de type « padparadscha », de couleur rose orangé, a été trouvé au Sri Lanka, en Tanzanie et à Madagascar. L'origine géologique de ces saphirs est pour la plupart inconnue. En effet, ils proviennent d'accumulations détritiques dans des placers à Ratnapura au Sri Lanka et à Umba en Tanzanie (Seifert et Hysrl, 1999). Les saphirs se situent dans une pegmatite déquartzifiée contenue dans des serpentinites (riche en Mg, Fe et Cr). La roche hôte a subi une altération metasomatique alcaline qui a transformé la pegmatite en feldspathite à saphir (plumasite).

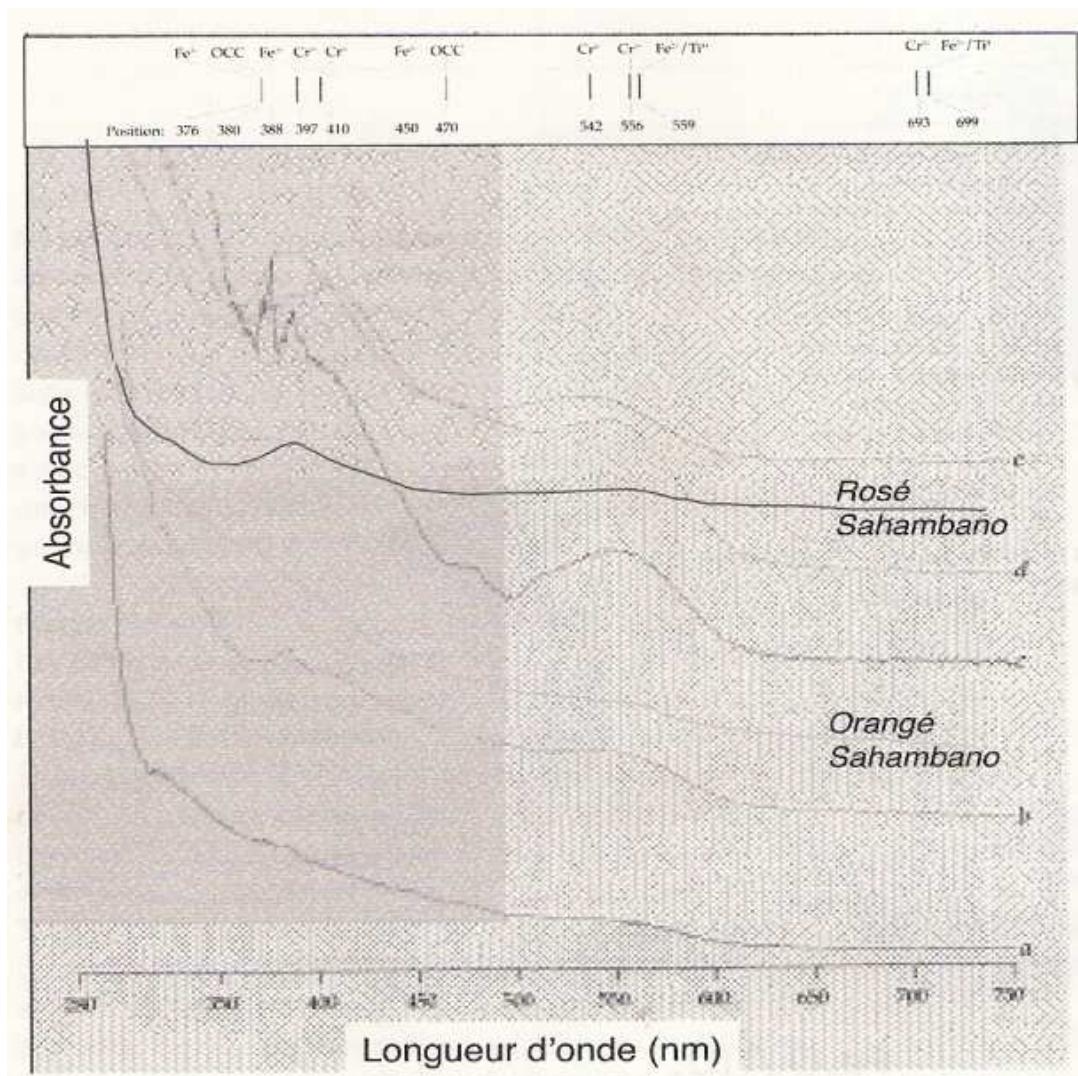


Figure 8 : Spectres d'absorption obtenus sur les saphirs de couleur rosé et orangé de Sahambano. Ces deux spectres sont comparés avec ceux obtenus sur des saphirs « padparadscha » du Sri Lanka par Schmetzter et Schwarz (2004). Les spectres de a à e correspondent à une teneur croissante en chrome du saphir « padparadscha ».

A Sahambano, le protolith est un gneiss feldspathique à saphirine (riche en Mg, Fe et Cr) qui a subi une altération métasomatique également alcaline. Par ailleurs, la composition isotopique de

l'oxygène obtenue sur un saphir rose orangé provenant d'un placer Sri Lankais ($\delta^{18}\text{O}=17,1\%$; Giuliani et al., 2005) indique une roche hôte de type marbres magnésiens à rubis d'Asie Centrale et du Sud-Est. Ainsi, il apparaît que les saphirs de couleur rose orangé se forment sur des roches hôtes magnésiennes contenant du fer et du chrome ou dans des environnements où le fer, le chrome et la magnésium sont mis en solution par des mécanismes de métasomatose alcaline par réaction de fluides sur deux protolithes à chimie contrastés e.g., une pegmatite et une roche ultramafique.

Le gisement de Zazafotsy

Le gisement de Zazafotsy, également appelé « Amboarohy » (Pezzotta, 2005), est situé à 35 km au nord de la ville d'Ihosy (Figure 1). L'indice à saphir a été découvert en 1950 et la première exploitation a débuté en 1989. L'extraction des saphirs a été réalisée de façon sporadique jusqu'en 2003, époque de la mise à jour de magnifiques cristaux de saphirs enchâssés dans la gangue qui ont envahi les bourses minéralogiques européennes (Figure 3J). La majorité de ces saphirs n'est pas de qualité gemme et le traitement thermique semble nécessaire pour améliorer leur transparence et couleur.

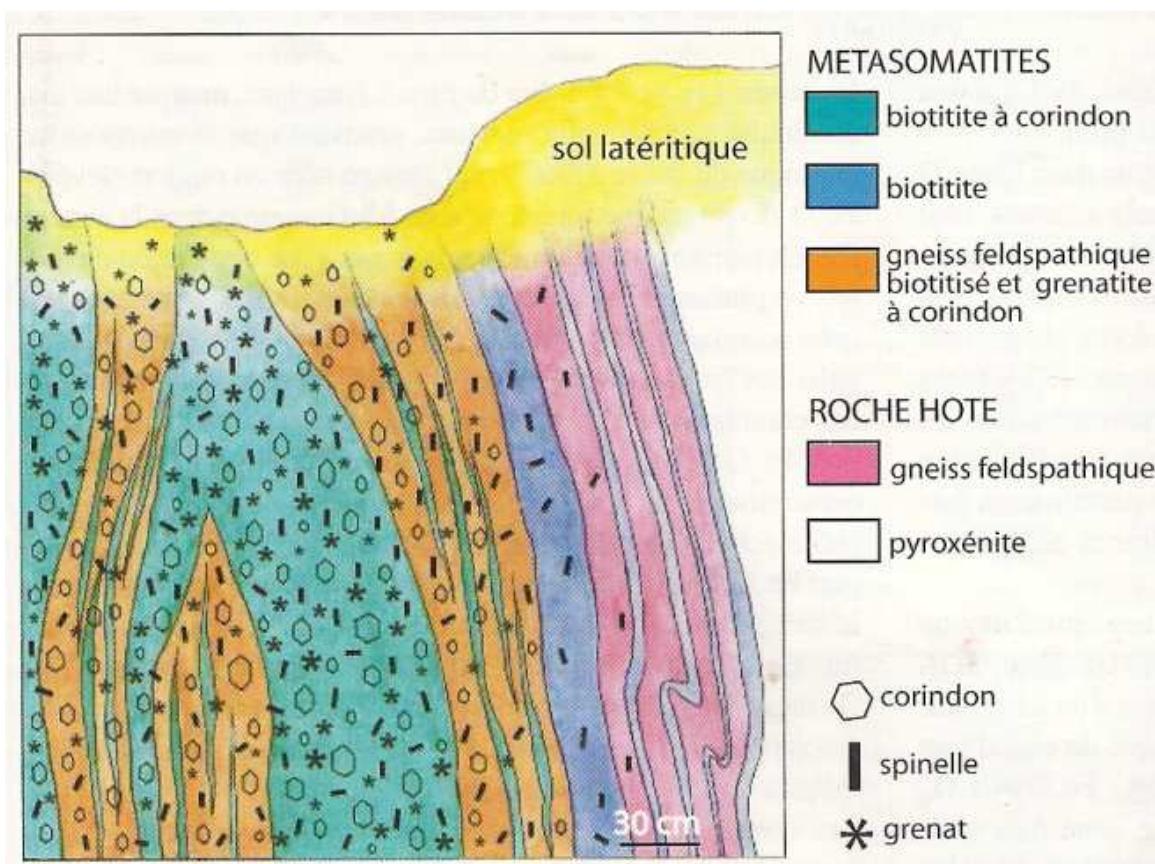


Figure 9 : Coupe géologique schématique d'un puits du gisement de Zazafotsy (Andriamamonjy, 2006) montrant la distribution du saphir, du spinelle, du grenat dans la biotite et le gneiss feldspathique biotitisé.

Cadre géologique

Le gisement se localise dans le groupe Itremo formées principalement par des leptynites à grenat-sillimanite-cordiérite et des gneiss à amphibole et clinopyroxène avec quelques intercalations de quartzite et de cipolins. Il se trouve dans la zone de cisaillement de Zazafotsy qui a fonctionné au cours de l'événement tectono-métamorphique d'âge Panafricain (Martelat et al., 2000). Un âge Ar-Ar de 494 ± 5 Ma a été obtenu sur une biotite associée à un saphir confirmant que la minéralisation est panafricaine.

Tout comme à Sahambano, la minéralisation se situe dans des lentilles de gneiss feldspathiques intercalées dans les leptynites à grenat qui ont été affectées par la circulation de fluides suivant des fractures concordantes à la foliation métamorphique (Andriamamonjy, 2006). La plupart de saphirs sont contenus dans des schistes à biotite ou biotites (Figure 3F, G). La Figure 9 montre la coupe d'une lentille minéralisée (Andriamamonjy, 2006). La zone interne est formée de cristaux de grenat et de saphir pouvant atteindre 10cm de long. Ils sont associés à de la biotite, du plagioclase, du spinelle et du feldspath potassique formés autour du saphir et du grenat (Figure 3J, K). La zone externe est un schiste à biotite avec saphir, spinelle et quelques cristaux de grandidièrite $[(Mg, Fe^{2+})Al_3(BO_3)(SiO_4)O_2]$ qui passe à un gneiss feldspathique biotitisé (Figure 3C). Dans une autre lentille, la zone externe se caractérise par une alternance de biotite et de tourmaline noire sur une vingtaine de cm d'épaisseur. Enfin, une veine de pegmatite à apatite et beryl a été trouvée dans un des puits de l'exploitation ; les relations avec la minéralisation à saphir est à ce jour inconnue.

Minéralogie

Tous les cristaux de saphirs sont automorphes (Figure 3I). Ils présentent un habitus prismatique soit court, soit long c'est-à-dire une association de prisme hexagonal avec de rhomboèdre et de pinacoïde (Figure 3H). Les inclusions solides identifiées dans les saphirs sous le microscope électronique à balayage sont le zircon, le feldspath potassique, le plagioclase, la sillimanite, le spinelle et la biotite. Les saphirs ont différentes couleurs allant du bleu foncé, bleu clair, bleu gris, fuchsia, orange, rose, violet, au mauve et marron. Contrairement à Sahambano, des couleurs telles le jaune, le rose orangé, le vert à marron, le « vert de gris » ne se rencontrent pas.

Chimie des saphirs

Un total de 75 analyses dans 11 saphirs de couleurs différentes ont été réalisées à la microsonde électronique (Tableau 1). Les concentrations en éléments traces dans les saphirs sont comparables à celles publiées sur ce gisement par Caucia et Boiocchi (2005). Les saphirs ont des

teneurs en fer élevées ($2320 \text{ ppm} < \text{Fe}_2\text{O}_3 < 3300 \text{ ppm}$), variables en chrome en fonction de la couleur ($300 \text{ ppm} < \text{Cr}_2\text{O}_3 < 1890 \text{ ppm}$) et faibles à très faibles en titane, magnésium et gallium (moins de 220 ppm). La figure 5B montre la distribution des couleurs en fonction de la teneur en Cr_2O_3 . La relation entre la composition chimique et la couleur est identique à celle décrite pour les saphirs de Sahambano : teneur élevée en Cr_2O_3 pour la couleur rose à orange à violet et fuchsia, teneur basse en Cr_2O_3 pour la couleur bleu et gris. La teneur moyenne en Fe_2O_3 est identique à celle définie pour les saphirs de Sahambano, c'est-à-dire environ de l'ordre de 3200 ppm.

Les saphirs polychromes montrent également la même évolution chimique que celle mise en évidence à Sahambano, avec l'existence d'une discontinuité entre une zone à saphir à dominante bleu et une zone à dominante rose et rouge. Par ailleurs, on retrouve les traces de dissolution hydrothermale et de recuit sur les faces cristallines matérialisées par la présence de surfaces polies.

Le diagramme de corrélation $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ en fonction de $\text{Cr}_2\text{O}_3/\text{Ga}_2\text{O}_3$ (Figure 7) où reportés les paramètres chimiques des saphirs de Zazafotsy, montre qu'ils se situent dans le domaine métamorphique défini par Sutherland et al. (1998). Leur domaine géochimique recouvre celui des saphirs de Sahambano. Ils se caractérisent également par des rapports $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ élevés (compris entre 10 et 100) mais avec des rapports $\text{Cr}_2\text{O}_3/\text{Ga}_2\text{O}_3$ plus élevés que ceux de Sahambano.

Conclusion

Les gisements de saphirs multicolores de Sahambano et de Zazafotsy se situent dans le domaine granulitique du Sud de Madagascar. Ils se sont formés durant l'orogenèse panafricaine (vers 500 Ma). Il s'agit d'un nouveau type de gisement en domaine métamorphique résultant de l'interaction des fluides métasomatique sur un gneiss feldspathique. Ils présentent aussi la particularité de posséder des saphirs multicolores couvrant une gamme de couleur très importante notamment le rose orangé à Sahambano. Ces deux gisements sont de type similaire au point de vue géologique et minéralogique. Cependant, la présence de gneiss à saphirine à Sahambano, source magnésienne, peut expliquer que la gamme de couleur rencontrée pour ce gisement est plus complète que celle définie à Zazafotsy. La teneur en chrome des saphirs est toujours inférieure à celle du fer et la variation de la couleur est fonction du rapport Fe/Cr pour une teneur en fer quasiment constante (~3200 ppm en Fe_2O_3).

Remerciements

Les auteurs tiennent à remercier pour leur appui logistique, financier ou analytique l'IRD (UR 154 LMTG et la représentation de l'IRD à Madagascar), le CNRS (CRPG), l'Université d'Antananarivo (Département des sciences de la terre), le programme de Gouvernance des Ressources Minérales (Ministère de l'Energie et des Mines de la République de Madagascar) et le Service commun d'analyses de l'Université de Nancy I. Des remerciements particuliers à la Société Tany Hafa s.a qui a permis de réaliser cette étude sur le gisement de saphirs de Sahambano et à l'Association Française de Gemmologie qui a accepté de publier cette note.

Références

- Ackerman D, Windley B.F, Razafinimparany A. (1989) The Precambrian mobile belt of southern Madagascar. In: Daly J.S., Cliff R.A., Yardley B.W.D.(Eds.), Evolution of metamorphic belts, N°43, pp. 293-296.
- Andriamamonjy S.A. (2006) Les corindons associés aux roches métamorphiques du Sud-Ouest de Madagascar: le gisement de saphir de Zazafotsy. Unpublished MSc Thesis, Antananarivo University, Madagascar, 103p.
- Besairie H. (1967) The Precambrian of Madagascar. In : Rankama, S. (Ed), the Precambrian, Interscience, London, pp. 133-142.
- Caucia F., Boiocchi M. (2005) Corindone. I cromofori nei cristalli policromi di Amboarohy, Ihosy , Madagascar . Risultati degli studi microanalitici, Rivista Minéralogica Italiana, N°2, pp. 126-129.
- De Wit M.J. (2003) Madagascar: Heads it's a continent tails it's an island. Annual Review of Earth and planetary Science, N°31, pp. 213-248.
- Giuliani G., Fallick A.E., Garnier V., France-Lanord Ch., Ohnenstetter D., Schwarz D., (2005); Oxygen isotope composition as a tracer for the origins of rubies and sapphires, Geology, N°33, Vol. 4, pp. 249-252.
- Kröner A. (1984) Late precambrian plate tectonics and orogeny : a need to redefine the term Pan-African, African Geology, N°5, pp. 23-28.
- Lacroix A. (1941). Les gisements de phlogopites de Madagascar et les pyroxénites qui les renferment. Annales Géologiques du Service des Mines, imprimerie officielle, Tananarive, fasc XI, pp. 27-37.
- Martelat J.E., Niccollet C., Lardeaux J.M., Rakotondrazafy R.(1997) lithospheric tectonic structures developed under high-grade metamorphism in the Southern part of Madagascar. Geodinamica Acta, N°10, Vol. 3, pp. 94-114.
- Martelat J.E., Lardeaux J.M., Niccollet C., Rakotondrazafy R. (2000) Strain pattern and late Precambrian deformation history in southern Madagascar. Precambrian Research, N°102, pp. 1-20.
- Moine B., Rakotondratsima C., Cuney M. (1985) Les pyroxénites à urano-thorianite du Sud-Est de Madagascar : conditions physico-chimiques de la métasomatose. Bulletin de Minéralogie, N°108, pp. 325-340.
- Niccollet C. (1990) Crustal evolution of the granulites of Madagascar . In: Vielzeuf D., Vidal Ph. (Eds.), Granulites and crustal evolution, Dordrecht, Kluwer, pp. 291-310.
- Notari F. (1997) le saphir "padparadscha". Revue de l'Association Française de Gemmologie, N°132, pp. 24-27.

- Offant Y. (2005) Caractérisation pétrographique et minéralogique du gisement à saphir de Sahambano (Madagascar). MSc Thesis University Paul Césane, Aix-en Provence, France, 33p.
- Pezzota F. (2005) Rubini e Zaffiri. Corindoni policromi di Amboarohy, Ihosy, Madagascar, Rivista Mineralogica Italiana, N°2, pp. 116-124.
- Pham Van L., Hoáng Quang V., Garnier V., Giuliani G., Ohnestetter D., Lhomme T., Schwarz D., fallik A.E., Dubessy J., Phan Trong T. (2004) Gem corundum deposits in Vietnam, Journal of Gemmology, N°29, Vol.3, pp. 129-147.
- Rakotondrazafy A.F.M., Moine B., Giuliani G., Razanatseheno M.O., Rakotosamizanany S., Schawrz D., Ravololomiandrinarivo B., Ralantoarison L.T., Andriamamonjy S.A. (2005) Gem corundum deposits in madagascar. Salt Lake City Annual Meeting (October 16-19), Geological Society of America with programs, Vol. 37, N°7, pp. 499.
- Ralantoarison L.T. (2006) Les corindons associés aux roches métamorphiques du Sud de Madagascar : le gisement de saphirs de Sahambano (Sud-Est d'Ihosy). Unpublished MSc. Thesis, University of Antananarivo, Madagascar, 100 p.
- Schmetzer K., Schwarz D. (2004) The causes of color in untreated, heat treated orange and pinkish-orange sapphires – a review, Journal of Gemmology, N°26, PP. 149-120.
- Seifert A.V., Hyrsl J. (1999) Sapphire and garnet from Kalalani, Tanga province, Tanzania. Gems & Gemology, Vol. 35, N°2, pp. 108-120.
- Simonet C., Paquette J.L., Pin C., Lasnier B., Fritsch E. (2004) The Dusi (Garba Tula) sapphire deposit, Central Kenya – a unique Pan-African corundum-bearing monzonite, Journal of African Earth Sciences, N°38, pp. 401-410.
- Sutherland F.L., Hoskin P.W.O., Fanning C.M., Coenraads R.R. (1998) Models of corundum origin from alkali basalt terrains: a reappraisal, Contributions to Mineralogy and Petrology N°133, pp. 356-372.